

Caracterització inorgànica i orgànica dels lignits garumnians del Pirineu Central Català

Maite Garcia Vallés

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

Universitat de Barcelona
Facultat de Geologia

Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i
Dipòsits minerals.

CARACTERITZACIO INORGANICA I
ORGANICA DELS LIGNITS GARUMNIANS
DEL PIRINEU CENTRAL CATALA.

M. Garcia Vallés
Juny 1990

FRACCIO INORGANICA

3. FRACCIO INORGANICA

La caracterització de la fracció inorgànica en les fàcies organògenes és força important alhora d'establir la seva gènesi. L'estudi maceràlic i la composició mineral seràn els factors que determinaràn la naturalesa i l'origen del carbó. En general, l'abundància i proporció de matèria mineral són factors molt variables d'una conca a una altre (Alpern i al., 1984).

La disposició i composició de la matèria mineral en un carbó depen segons Slansky (1985) de la composició petrogràfica de la roca original, del grau de meteorització i maduresa de l'àrea, del tipus d'ambient (salinitat, condicions hidrodinàmiques, pH i Eh), de la vegetació del medi deposicional, de la tectònica (taxa de subsidència i/o enterrament) i la durada del procès geològic.

La fracció inorgànica en un sediment organogen la podem trobar dispersa en mig de la fracció orgànica o bé concentrada en bandes i/o llits de diferent potència. El temps en el que es formà aquesta fracció mineral és variable, al igual que la seva composició, ambdós estan relacionats amb l'ambient deposicional i amb els processos que en ell tenen lloc.

Tanmateix, un cop depositada la fracció inorgànica pot patir -durant un llarg període temps- alteracions i/o canvis diagenètics. Aquestes variacions poden portar a la transformació de les fases minerals existents i a la precipitació de noves formes minerals.

3.1. COMPONENTS INORGANICS IDENTIFICATS

3.1.1. GENERALITATS.

Els lignits sub-bituminosos d'edat garumniana, objecte d'aquest estudi, no estan totalment constituïts per compostos orgànics; sino que tenen una important proporció de matèria inorgànica. La fracció inorgànica d'aquests carbons sub-bituminosos és singenètica a la seva pròpia formació o bé pot ser d'origen epigenètic, en funció de la naturalesa i moment de deposició en el medi sedimentari original.

En general, en aquesta matèria inorgànica se li atribueixen tres orígens diferenciats (ICCP, 1963; Mackowsky, 1968 i 1982; Rao i Gluskoter, 1973, en Bustin et al. 1985; Renton, 1982; Mc Cabe, 1984; Pickhardt, 1989) que són:

- a. Origen vegetal: és la fracció mineral que prové dels constituents inorgànics de les plantes del medi original. Majoritàriament aquest tipus de matèria inorgànica és amorfa. Renton i Cecil (1979, en Mc Cabe, 1984) opinen que per obtenir aquesta matèria mineral n'hi ha prou amb la degradació dels vegetals de la turbera original. També Renton i al. (1980, en Mc Cabe, 1984) afirmen que les parts vegetals no estructurades són la font d'on s'obté la major quantitat de matèria inorgànica.
- b. Origen singenètic: és tracta de la fracció mineral emplaçada durant els primers estadis del procés deposicional en el medi sedimentari. Formen part d'aquest origen singenètic la matèria mineral detrítica i l'autigènica,

éssent ambdues primàries. La diferenciació de la fracció inorgànica d'origen vegetal de la singenética és molt difícil mitjançant els mètodes emprats en el present estudi.

- c. Origen epigenètic: és la fracció mineral formada amb posterioritat al procés deposicional, com a resultat d'una activitat diagenètica directament relacionada amb la carbonificació (Spears, 1987). Aquesta matèria mineral la trobem, generalment, reblint cavitats i fractures; d'aquí que se li atribueixi una gènesi secundària.

El coneixement de la composició de la matèria inorgànica associada a les fàcies orgàniques té un gran significat, alhora de caracteritzar i classificar els carbons sub-bituminosos i els sediments d'edat garumniana que ens ocupen, doncs reflecteix la seva història geoquímica i sedimentològica.

La caracterització qualitativa i quantitativa de la fracció mineral és força important quan es té en compte l'interès industrial dels carbons. Aquest interès per la fracció inorgànica ve donat: pels problemes d'impacte ambiental que pot provocar -l'emissió a l'atmosfera de diòxid de sofre, òxid de nitrògen, diòxid de carboni i altres òxids de metalls pesants-; per l'influència en el propi rendiment energètic del carbó; i finalment pel major deteriorament que pot esdevenir en la maquinària utilitzada en el seu ús industrial.

En el present treball la fracció inorgànica s'ha estudiat combinant mètodes de: microscopia òptica, microscopia electrònica de rastreig amb analitzador incorporat d'energia dispersada de raig-X, difracció de raig-X i espectroscòpia Mössbauer; aquests darrers ens permeten identificar espècies minerals que a través de la microscopia òptica no s'apreciaven.

En l'espectroscòpia Mössbauer els paràmetres d'ajustament pels minerals que contenen ferro com són: les argiles (clorites i illites bàsicament, difícilment en les caolinites), els òxids i hidròxids, els carbonats (siderita, ankerita), els sulfats hidratats (Jarosita), i finalment els sulfurs (Pirita i Marcasita) són característics.

3.1.2. MINERALS.

En aquest capítol descriurem cadascun dels grups minerals que s'han observat -mitjançant els diferents mètodes- en els materials garumnians analitzats.

Bàsicament trobem dos tipus de fraccions dins dels materials inorgànics: una de tamany menor a 20 μ que està íntimament lligada amb la fracció orgànica; i una altre de mida més grossa, en general major de 100 μ , de tipus massiu distribuïda en forma de bandes, concrecions i nòduls .

3.1.2.1. Silicats.

Renton i Cecil (1979 en Spears, 1987) en el seu intent d'elaborar la gènesi dels minerals en els carbons, estableixen que els silicats tipus argila i el quars provenen dels materials inorgànics que contenia el pròpi medi deposicional original. Altres autors (Bouska, 1981; Stach i al., 1982) afegixen una interacció orgànica, produïda per l'àcid silícic que impregna les membranes cel·lulars dels fragments vegetals. L'àcid silícic es descompondria alliberant sílice i alúmina amorfes a l'interior de la turbera; constituint els precursors dels silicats. Així doncs, la matèria orgànica es pot considerar una font de sílice biogènica (Spears, 1987).

a. Minerals d'argila

Els minerals d'argila formen un grup important de la matèria inorgànica associada als carbons. Els principals minerals d'argila identificats es troben interstratificats en la matèria orgànica. La seva alta concentració està estretament relacionada amb la gènesi de la pròpia turbera. És a dir, que quan les argiles d'origen detrític arriben a les vores de la turbera pantanosa els àcids húmics que conté provoquen la floculació ràpida de l'argila i la seva acumulació-concentració a les vores del pantà (Finney i Farnhan 1968 en Mc Cabe, 1984; Staub i Smith, 1977; Stach i al., 1982; Mc Cabe, 1984; Slansky, 1985; Miller i Given, 1987).

Les condicions químiques del medi deposicional tenen influència sobre el tipus de mineral argil·lós que s'hi formarà; així, en els medis d'aigües dolces, amb pH alt, hi ha un afavoriment d'alteració de les esmectites, il·lites i minerals de l'argila en caolinita (Berner, 1971 en Bustin i al., 1985; Renton, 1982). Navale i Saxena (1989) atribueixen la presència de caolinita, motmorillonita i il·lita a un clima humit. Mentre, que els carbons molt rics en il·lita s'els associa a un origen marí (Bustin i al., 1985)

A la vegada, aquestes argiles poden transformar-se en argiles secundàries, de tal manera, que al augmentar la subsidència i amb ella l'enterrament; decreix el contingut en caolinita, incrementant-se el d'il.lita. Aquestes condicions afavoreixen l'increment de pressió i temperatura permetent l'aparició de la clorita.

Les argiles constitueixen un volum que oscil·la en l'interval del 0.5-15% del total de la matèria mineral de les fàcies garumnianes (Làmina VII, foto. 5). S'els hi atribueix un origen propi d'un medi pantanós (turberes pantanoses).

Els minerals d'argila determinats en el present estudi són: caolinita fonamentalment, i algunes il·lites i clorites. En general, des d'un punt de vista quantitatiu els minerals d'argila són poc abundants a la zona de l'Alt Berguedà i inexistents al sector d'Ager, mentre que la seva proporció és major a la zona de Tremp on s'aprecien en petites bandes i/o l·lencions d'argila associats en general a les vitrinites, o bé reblint algunes cavitats cel·lulars d'origen orgànic (p. ex. fusinites), aquest darrer cas és més propi de la zona de l'Alt Berguedà. Recordem que el volum de minerals d'argila a la zona de Tremp -quantificat òpticament i contabilitzat amb el contador de punts- era en algunes mostres alt (20-50%).

CAOLINITA $\text{Al}_2 (\text{Si}_2 \text{O}_5) (\text{OH})_2$

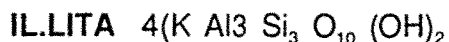
La caolinita és el mineral d'argila dominant en els materials garumnians del present estudi. En l'identificació de la caolinita hem emprat ademès de les tècniques descrites al principi del capítol, l'espectroscòpia d'infrarroig per corroborar la seva presència.

La procedència original de la caolinita és força discutida pels diferents autors (Rao and Gluskoter, 1973; Ward, 1989). Alguns opinen (Berner, 1971 en Bustin et al. 1985; Williams i Ross, 1979; Slansky, 1985) que la caolinita és el producte d'alteració "in situ" d'esmeclites, il.lites i altres minerals de l'argila degut a l'alt pH de les aigües dolçes d'una zona pantanosa dins d'un ambient subtropical. També, altres autors atribueixen la transformació de l'esmeclita en caolinita a una acidificació del medi deposicional provocada pel desenvolupament de dipòsits cada cop més marins (Bustin, 1986; Bustin i Lowe, 1987). Millen i Given (1978 en Hill, 19-80) postulen que la caolinita pot tenir un origen detrític (al.lòctona) o bé provenir de la transformació de les argiles riques en potasi de les turberes originals del medi deposicional. Es considera que les seqüències de carbó no lligades a un origen marí són riques en caolinita, en elles aquest mineral d'argila és majoritari respecte a les il.lites/esmeclites, les quals es troben en una proporció minoritària (Spears, 1987).

Hem observat com la caolinita rebleix algunes de les cavitats cel.lulars de les fusinites (Làmina VIII, foto. 4) i també formant petits llits; aquest fet ens permet afirmar una contemporaneïtat entre la deposició d'aquesta fase mineral i l'orgànica. És per això que s'hi atribueix un origen singenètic a aquestes caolinites. Altres caolinites es troben disseminades en mig de la matèria orgànica de forma difusa; en aquest cas se li atribueix un origen vegetal.

Algunes de les caolinites garumnianes determinades presenten una marcada fluorescència UV tal i com varen establir Teichmüller i Wolf (1977).

La caolinita de les fàcies garumnianes corresponents al Membre Sant Corneli a Berga i a la base de la Formació Tremp, són propietats d'un medi deposicional no marí, com ho pot ser el d'una turbera pantanosa on es formà el carbó sub-bituminós estudiat.



L'il.lita és el segon mineral d'argila més freqüent en els carbons sub-bituminosos garumnians. Generalment no es troba sola sino barrejada amb la

caolinita i sempre amb molt poca proporció, localitzada en nivells molt concrets i esporàdics.

L'il.lita ha estat utilitzada per alguns autors (Wolf 1975, en Teichmüller, 1987; Kübler i al., 1979; Frey i al., 1980; Kisch, 1980; Renton, 1982; Bekir, 1984; Robert, 1985; Guthrie i al., 1986; Lyons i al., 1989) com a paràmetre de rang evolutiu dels sediments rics en matèria orgànica i han intentat establir una correlació entre la cristal.linitat de l'il.lita i el poder reflector de la vitrinita (figura 26.).

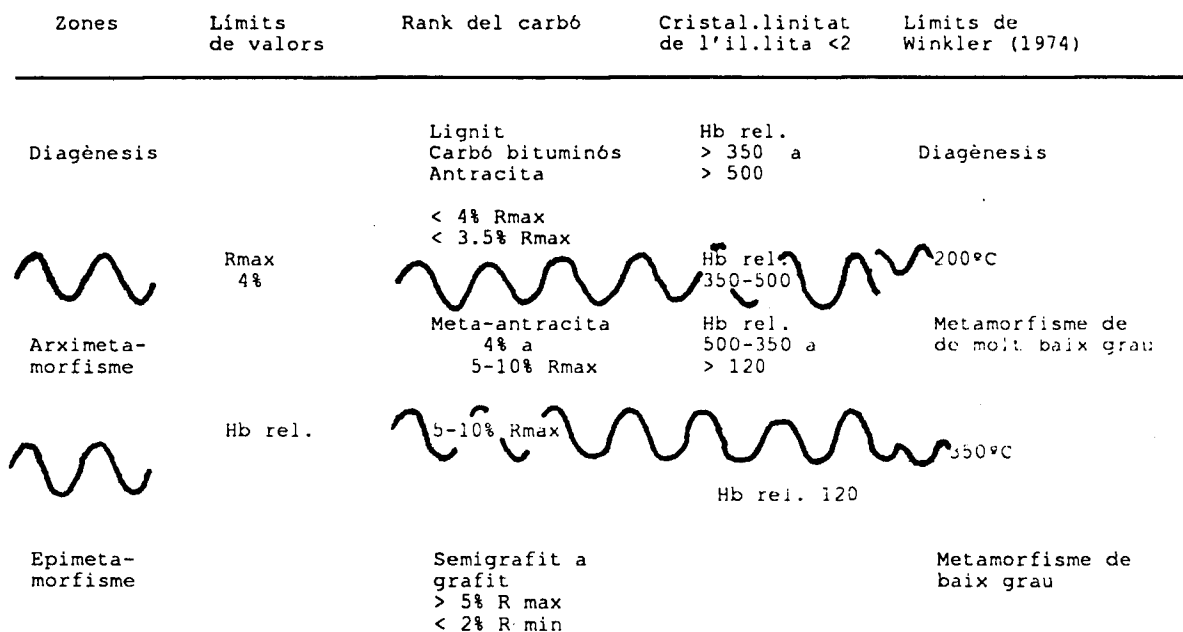


Figura 26. Cristal.linitat de l'il.lita com a paràmetre d'evolució diagenètica correlacionable amb la reflectància (segons Teichmüller i Weber, 1979).

En el nostre cas l'il.lita es troba en poca proporció i amb un grau de cristal.lització baix. Cal tenir present davant d'aquest intent de correlació que la transformació tèrmica de la matèria orgànica és més ràpida en temps i volum que la matèria mineral.

COLORITA $4(\text{Si Al})\text{O}_{2,6}(\text{Mg Al})\text{O}, 4\text{H}_2\text{O}$

Els nivells amb clorita són excepcionals en els materials d'edat garumniana estudiats, a la vegada que la seva proporció relativa en ells és insignificant.

Donada l'associació de la clorita i la caolinita, la diferenciació entre ambdues ha estat possible mitjançant la difracció de raig-X i l'espectroscòpia d'infraroig.

En aquests estudi hem considerat a la clorita com un mineral d'argila secundari, producte de l'alteració química de la caolinita produït per l'enriquiment d'ions alcalins en el medi deposicional.

b. Altres: **QUARS** SiO_2

El quars és un mineral abundant en els materials estudiats en major o menor proporció segons els nivells, podent-se considerar com a majoritari en determinades mostres. Generalment, es troba associat als minerals d'argila. El seu origen pot ser vegetal i/o singenètic.

En general, a una concentració alta de quars en el contexte general d'una conca sedimentària (> 40%) se li atribueix com propi d'un ambient no marí, mentre que quan aquesta és menor se l'associa a un medi deposicional marí (Spears, 1987). L'alta proporció de quars que hi ha en general en els materials analitzats ens fa pensar també en un ambient formacional del sediment no marí.

El resultat de l'anàlisi microscòpica posa de manifest la presència d'una petita quantitat de quars en les fàcies garumnianes que ens ocupen. Els cristalls de quars es caracteritzen per ser petits, de morfologia subangulosa i angulosa (Làmina VI, foto. 5). Aquest fet ens fa pensar en un origen detrític i per tant els considerarem com singenètics, perquè s'incorporen sincrònicament a la formació del medi deposicional. El quars detrític s'introdueix a la conca sedimentària i contribueix al deteriorament dels vegetals que s'hi troben. La proporció de quars detrític es fa més patent en el tram superior del Membre Sant Corneli coincidint amb una absència de matèria orgànica, i es troba formant petits

nivells ben diferenciats. Aquesta troballa ens fa pensar en un canvi en l'ambient paleodeposicional amb tendència a la continentalització.

L'altre tipus de quars que hi és present en els materials estudiats però que òpticament no s'aprecia és el quars microcristal·lí al qual li hem atribuït un origen vegetal. La seva gènesi està lligada a la secreció de sílice amorfa que produeixen certs vegetals que formen part del medi deposicional (Kemezys i Taylor, 1964; Thompson i al. 1983 en Ward, 1989; Renton, 1982; Cohen i al., 1987). Aquest quars, que està associat a la matèria orgànica, rebleix cèl·lules i porositats de les masses gelatinoses dels dipòsits de la turbera (Làmina VIII, foto. 3). La sílice es precipita al produir-se evaporacions en les aigües de la turbera, degudes als canvis climàtics i/o incendis puntuals que s'hi produeixen (Kemezys i Taylor, 1964; Mackowsky, 1968; Thompson i al. 1983; Spears, 1987).

L'abundància en el nostre estudi de quars microcristal·lí, caolinita disseminada i l'absència generalitzada d'il·lita en els nivells de carbó sub-bituminós implica una formació dels mateixos a l'interior de les plantes; és per això que al igual que Ligouis (1988) els hi atribuïm un origen vegetal.

3.1.2.2. Sulfurs

El contingut de sulfur en un carbó és força variable, i sol oscil·lar entre un 0.1-10% segons posen de manifest Gluskoter i Simon (1968), Gomez i al. (1974) i Ruch i al. (1974) en Casagrande i al. (1977). El sofre que contenen aquests sulfurs pot tenir dos orígens ben diferenciats: orgànic i inorgànic, però no sempre es poden determinar.

La matèria orgànica juga un important paper, en els primers estadis de formació de certs sulfurs, primordialment perquè fixa de manera selectiva i concentra els ions metàl·lics (U, Ge, V, Cu, Mo, Mn); i perquè durant l'activitat bacteriana és font de sofre i d'energia. També el temps és un paràmetre que pot influir en l'acumulació de minerals rics en sulfurs donat que els sediments van alliberant matèries volàtils (Ragot, 1968).

Durant el procés de formació, el sofre inorgànic de la pirita (Fe S_2) sin-genètica -formada al començament i/o durant l'inici dels processos d'humificació- és el resultat de la reducció bacteriana del sulfat de les aigües de la turbera, on té lloc la sedimentació, la maceració i carbonificació de la matèria vegetal (Rao i Gluskoter 1973; Hatch i al., 1976; Casagrande i al., 1977; Belyaev i al. 1981 en Miller i Given, 1987; Agus, 1981; Shimoyama, 1984; Casagrande, 1987; Lyons i al., 1989b). En condicions de fermentació anaeròbica intervenen una sèrie de bacteris sulfato-reductors que provoquen que el sofre és transformi en sulfur que es combinarà amb l'ió ferro. Aquest forma part dels sediments d'origen detrític que hi ha a la turbera original (Spears, 1987). El contingut en ferro no limita la formació de pirita, però la seva absència, en àrees on es produeixen carbonats, inhibeix la seva formació (Berner, 1984). La concentració de pirita és considera que depen de la quantitat de sulfur orgànic que conté la turbera originàriament i de la salinitat de l'aigua de la turbera; per tant el contingut en sulfur serà major quan el medi deposicional tingui més influència marina (Williams i Keith, 1963; Simon 1968 i Ruch i al. 1974 en Casagrande i al., 1977; Shimoyama, 1984; Bustin i Lowe, 1987; Ward, 1989).

En el nostre cas la diferenciació entre sofre orgànic e inorgànic ha estat s'ha realitzada mitjançant la microscopia electrònica conjuntament amb el sistema analític d'energia dispersada (Làmina VII, foto. 3). En general, hem observat que el sofre orgànic que forma part de les mol.lècules que constitueixen la matèria orgànica es troba íntimament lligat i distribuït de manera uniforme en mig de l'esmentada matèria orgànica. Per altre banda, el sofre inorgànic el trobem associat al ferro formant pirita (Làmina V, foto. 1). Les pirites són els constituents fonamentals del grup dels sulfurs dels materials garumnians analitzats.

Pel que fa a la pirita epigenètica, localitzada en el nostre estudi en pocs nivells, -incorporada al sediment després de la compactació del carbó, ocupant les fractures originades per aquesta compactació- es considera com un producte de l'acció bacteriana post-enterrament (Hill, 1980).

La pirita apreciada en aquesta anàlisi és presenta sota diverses formes:

- Cristalls euhedrals. Es tracta de cristalls d'hàbit idiomòrfic de

dimensions entre 2 i 10 μ aïllats o reagrupats dins la matriu carbonosa, generalment de vitrinita i/o reblint alguna cavitat fusinítica. L'hàbit cristal·logràfic fonamental és cúbic, encara que pot presentar-se en formes octaèdriques i quan la secció es transversal els cristalls presenten les vores exagonals i/o irregulars (Làmina VI, foto. 4). Es tracta doncs de pirita singenètica de mida petita, producte de la substitució de teixits vegetals.

- Cossos framboidals. Sota aquest terme s'inclouen els agregats de petits cristalls euhedrals (0,5-5 μ) de pirita disposats tant de manera ordenada com caòtica, formant cossos botroidals. A vegades els petits agregats no s'aprecien, adonant-nos tan sols de la seva morfologia botroidal (Làmina V, foto. 1; Làmina VII, foto. 1). Generalment aquests cossos framboidals tenen un diàmetre entre 20-30 μ i es troben concentrats en els cossos vitrínics; indicant la seva presència, unes condicions de forta reducció del medi.

- La pirita pot trobar-se reblint alguna cavitat cel·lular orgànica (Làmina VI, foto. 3) i/o fractures de contracció de la vitrinita, o bé substituïnt: cossos carbonàtics com són els fragments de closques de calcita (Làmina I, foto. 7) i/o de matèria orgànica (Làmina VI, foto. 2). Ocasionalment, alguna pirita ha evolucionat cap a marcasita al substituir la closca de mol·luscs.

En general, la quantitat de pirites i amb ella el sofre inorgànic és baixa en els materials garumians estudiats; mentre que el sofre orgànic íntimament lligat a la fracció orgànica és nombrós. Aquesta estimació ens fa afirmar que la proporció de Fe_2 no ha variat durant els estadis de formació de la torba que donarà lloc als actuals carbons sub-bituminosos (Casagrande 1987).

3.1.2.3. Carbonats

Els carbonats contitueixen la fracció inorgànica quantitativament més important de les fàcies garumianes que ens ocupen. Els carbonats alternen amb la

fracció orgànica en llits de potència variable i/o íntimament lligats a ella (veure Làmines de la V a la VIII). Aquests carbonats els trobem fonamentalment en forma de calcita (Ca CO_3) i de manera molt minoritària d'ankerita (Ca (Mg, Fe) CO_3). Teichmüller (1989) afirma que els carbons rics en calci són rics en col.linites, fet que també quedaria corroborat en el present estudi.

Els carbons dipositats en medis rics en calci tenen propietats similars als d'influència marina. En aquests medis esdevé una reducció de la acidesa de la turbera, una acceleració de l'activitat bacteriana que provoca una degradació dels restes de plantes i una resistència de les espores. El fet diferencial entre els carbonats d'origen continental i marí el constitueix l'absència de fusinita i la poca quantitat de pol.len i espores en el segon (Stach, 1982). En el cas del Membre Sant Corneli i Formació Trepmp, l'anàlisi maceràlica posa de manifest la presència de nivells molt rics en fusinita i en menor quantitat de pol.len i espores; aquests contingut de pol.len i espores s'ha corrobort amb l'anàlisi pal.linològica. Aquestes dades obtingudes ens permet afirmar que ens trobem davant d'un medi de calcàries predominantment continentals. Pel que fa referència als carbonats que constitueixen el "Nivell Cementos" li atribuïm una certa influència marina per l'insignificant nombre de fusinites i el resultat el contingut pal.linològic.

Dins de la fracció carbonatada es poden diferenciar minerals de primera formació -que reflecteixen les condicions ambientals de formació- i d'altres constituïts en estadis posteriors -precipitació secundària-, que rebleixen cavitats (Làmina VII, foto. 4) i fractures. Alguns autors consideren que la calcita que rebleix fractures s'ha depositat durant els estadis de diagènesi on les temperatures han arribat fins a 100°C (Ward, 1989). En el primer cas s'inclou la fracció carbonàtica que constitueix la matriu (micrita i/o esparita) i els fragments de closques d'organismes. Aquests organismes són, en el present estudi, ostràcodes, carofícies (Làmina I, foto. 10; Làmina VII, foto. 2 i 3); i fragments de mol.luscs (Làmina V, foto. 2). Les carofícies són algues que viuen al fons de les basses d'aigua dolça (lacustres: salinitat 5‰) i fixen el carbonat càlcic damunt dels seus teixits. En el nostre estudi hem trobat diferents fragments de carofícies i dels seus òrgans reproductors anomenats oogonis, al interior dels quals en alguns cassos s'ha apreciat matèria orgànica no fluorescent (classificada com a bituminita) que ha quedat retinguda en ells i a cops enriquida amb sofre orgànic; aquest fet s'ha

observat tant amb la microscopia òptica com mitjançant la microscopia de rastreig.

Els carbonats del Membre Sant Corneli i Formació Tremp els considerem propis d'un ambient d'aigües dolces i el resultat d'una precipitació en el propi medi deposicional que originà la turbera. Part de la precipitació d'aquests carbonats poden ser el producte de la putrefacció bacteriana i descomposició parcial de la matèria vegetal que afavoririen la fuga d'anhidric carbònic.

3.1.2.4. Sulfats.

Els sulfats són espècies químiques que s'hi troben de manera molt escassa en els sediments d'edat garumniana estudiats. S'ha apreciat la presència molt puntual de sulfat càlcic del tipus basanita i sulfat de ferro del tipus jarosita ((Na, K) Fe₃ (SO₄)₂ (OH)₆); ambdós localitzats en nivells molt concrets i amb proporcions molt petites. La jarosita s'ha determinat mitjançant la difracció de raig-X i l'espectroscòpia Mössbauer.

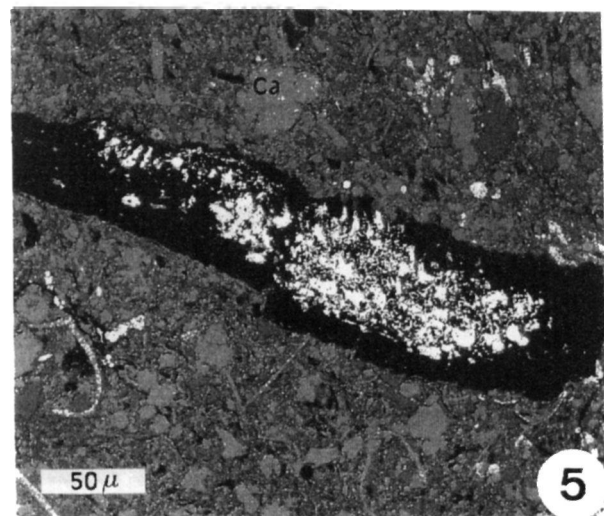
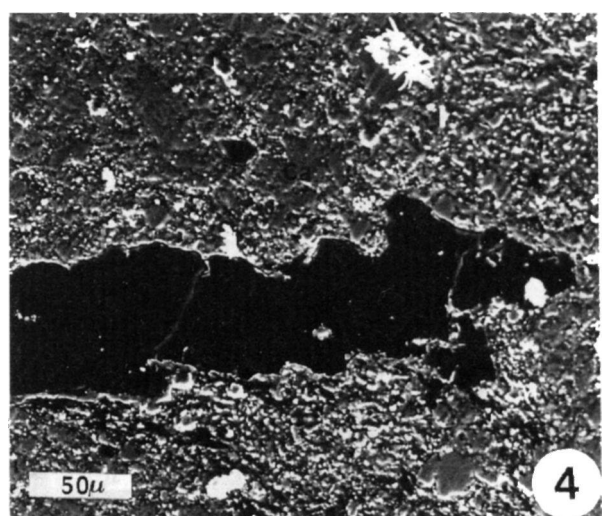
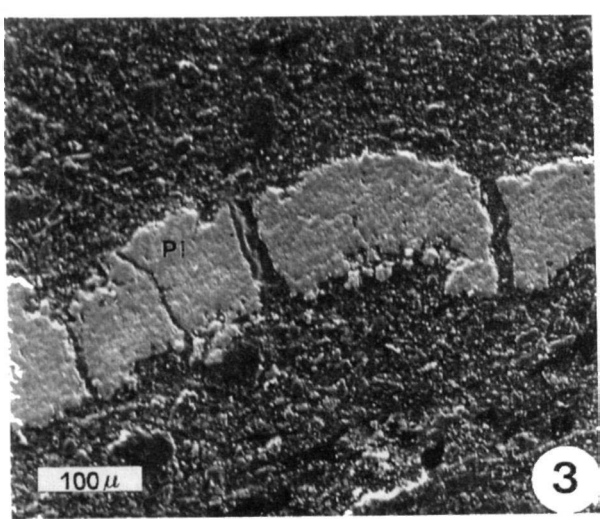
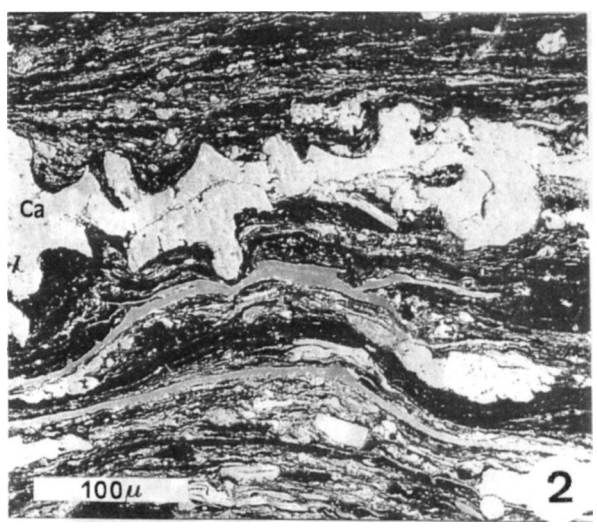
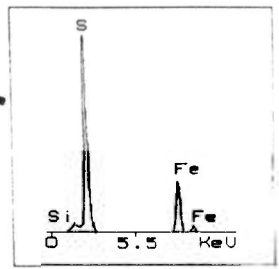
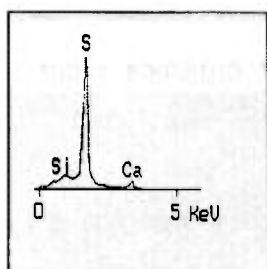
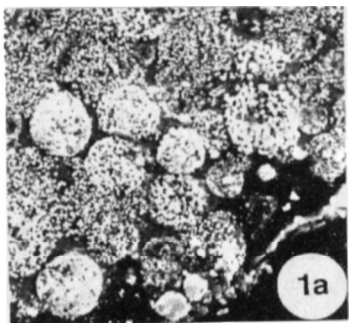
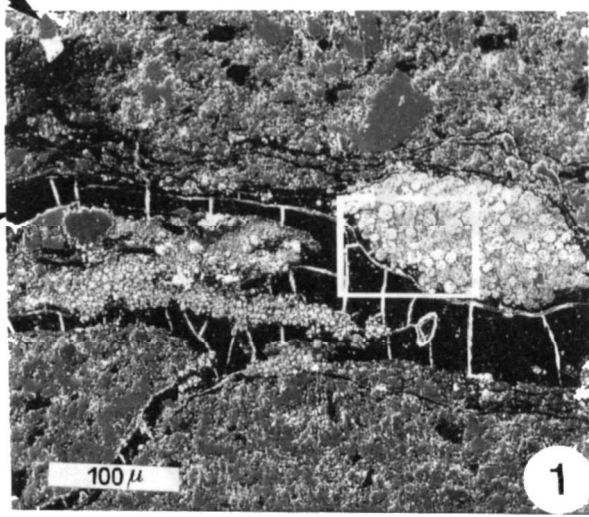
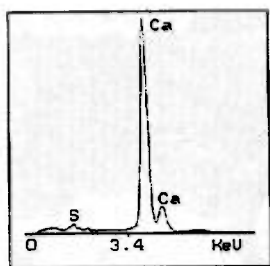
La gènesi de la jarosita en aquests ambients ha estat interpretada per Palacios i al. (1989) com producte de la meteorització de la pirita, mentre que la basanita pot ser el resultat de la deshidratació del guix en la manipulació de la mostra (Hill, P.A., 1988).

L A M I N E S

LAMINA V

Materials Garumnians observats en microscopia electrònica de rastreig.

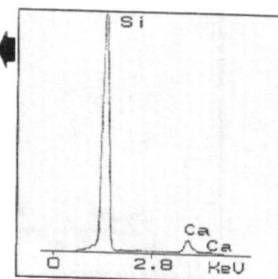
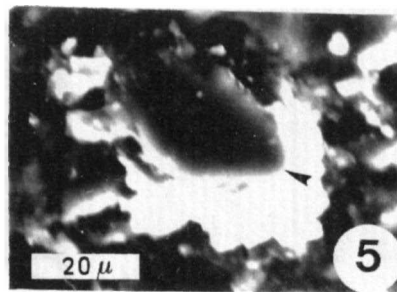
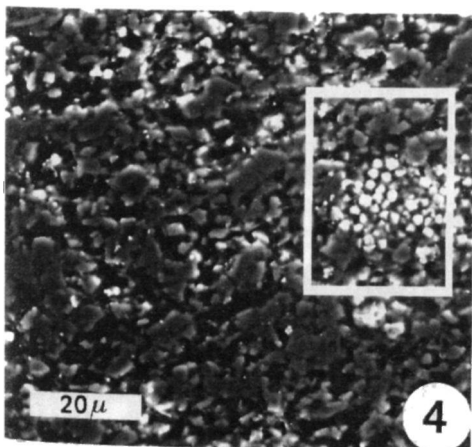
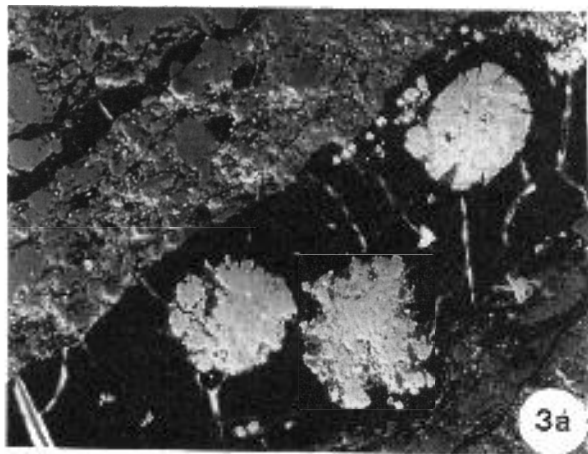
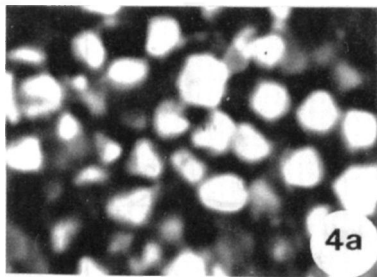
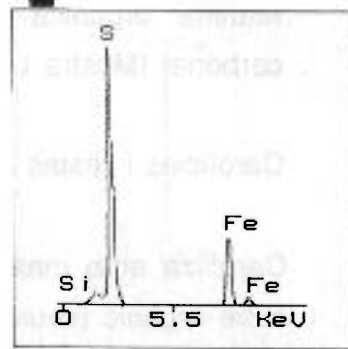
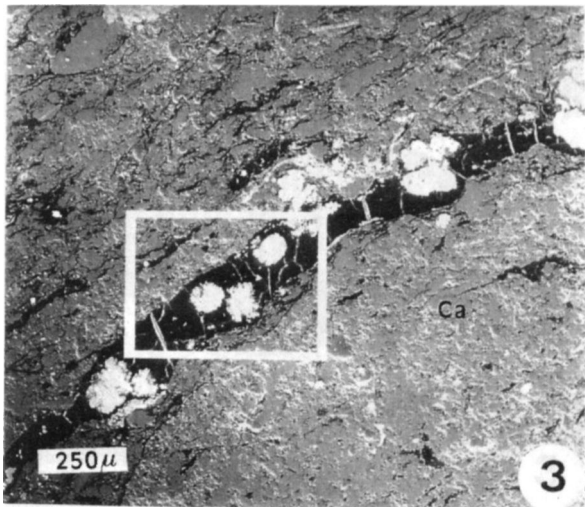
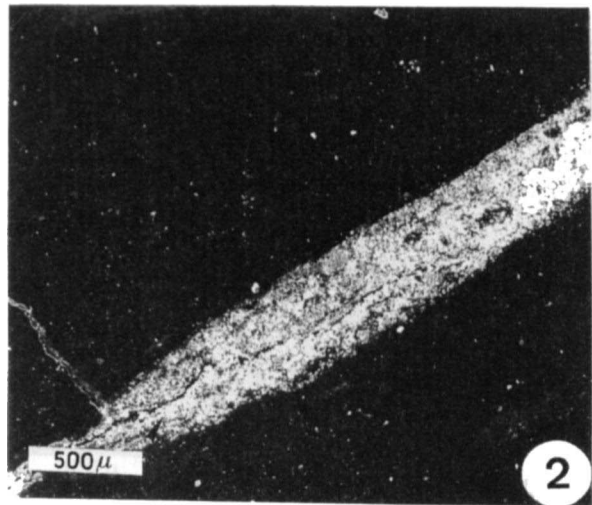
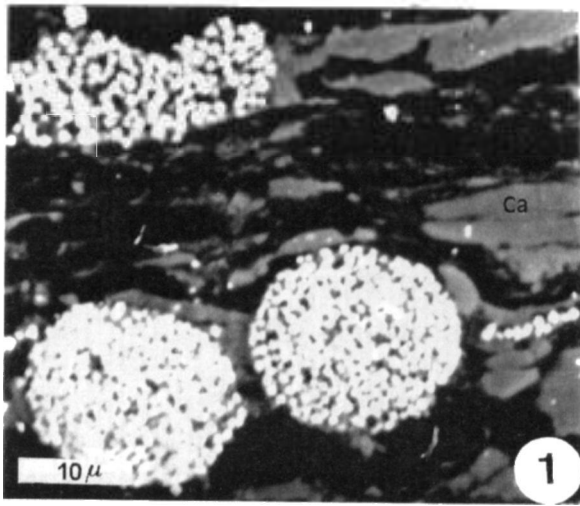
1. Aspecte general. En mig d'una matriu carbonàtica (veure espectre microàlisi, e.m.) s'aprecia un cos orgànic allargat amb sofre orgànic en la seva estructura (e.m.) i amb zones pirititzades, framboids de pirita (1a detall dels framboids de pirita) (e.m.)(Mostra V-26).
2. Llitat matèria orgànica-closques de calcita (Ca) (Mostra Pb-9).
3. En una matriu fonamentalment carbonàtica s'observa un cos orgànic pirititzat (Pi), on té lloc la substitució matèria orgànica-matèria mineral (Mostra Pb-33).
4. Cos orgànic en mig d'una matriu carbonàtica (Ca) (Mostra M-33).
5. Cos orgànic amb cavitats reblertes de pirita en mig d'una matriu de carbonat càlcic (Ca) (Mostra V-26).



LAMINA VI

Materials Garumnians observats en microscopia de rastreig.

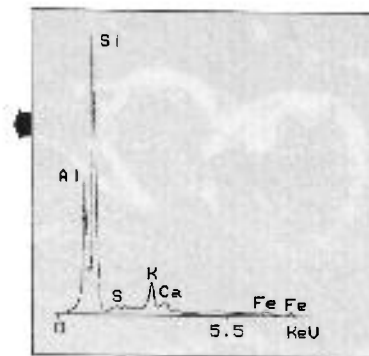
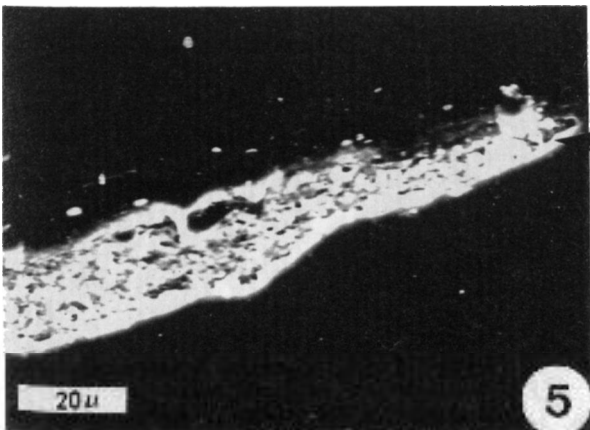
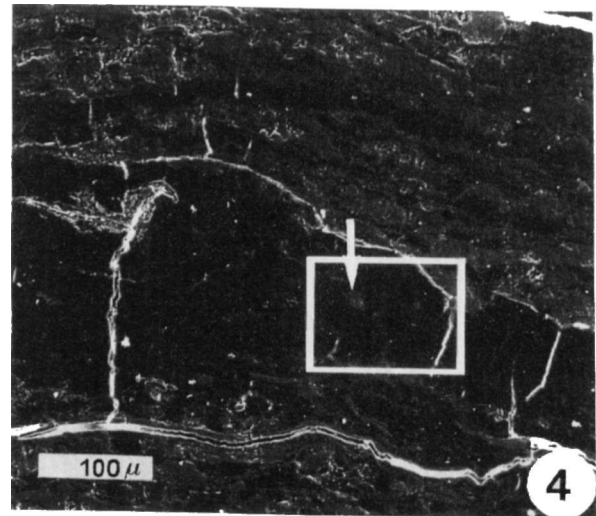
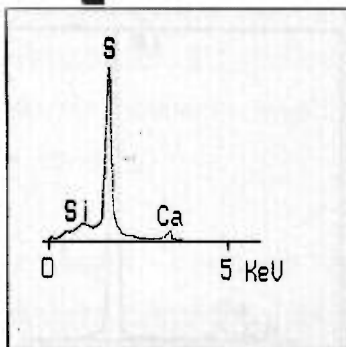
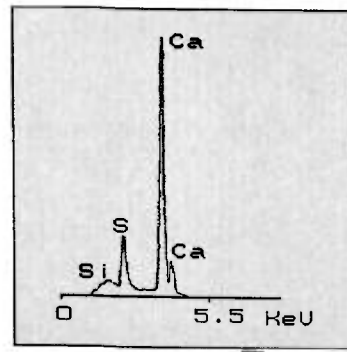
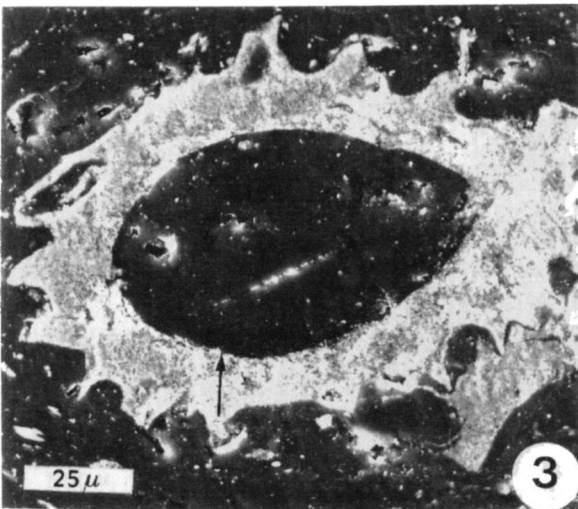
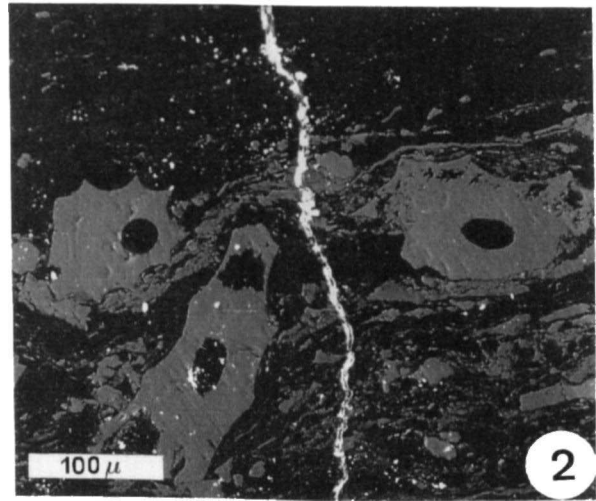
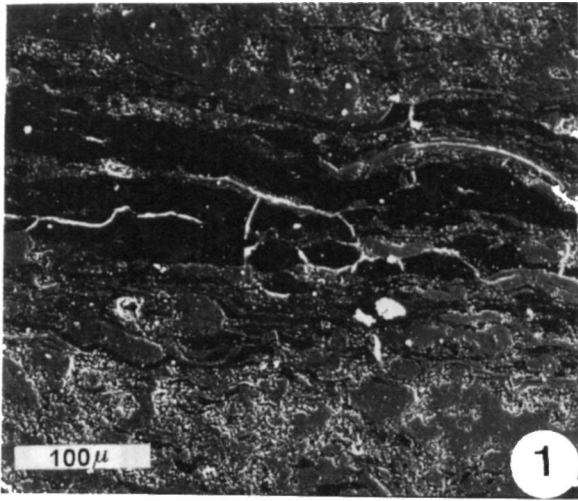
1. Pirita framboidal en mig d'una matriu fonamentalment orgànica i carbonàtica (Ca) (Mostra Pb-22).
2. Cos orgànic pirititzat (e.m.), substitució matèria orgànica-inorgànica en mig d'una matriu orgànica (Mostra Pb-18).
3. Cos orgànic fracturat amb rebliments de pirita, en mig d'una matriu carbonàtica (Ca), 3a detall (Mostra V-26).
4. Pirita euhedral, 4a detall (Mostra Pb-2).
5. Quars (e.m.) (Mostra Ll-9).



LAMINA VII

Materials Garumnians observats en microscopia de rastreig.

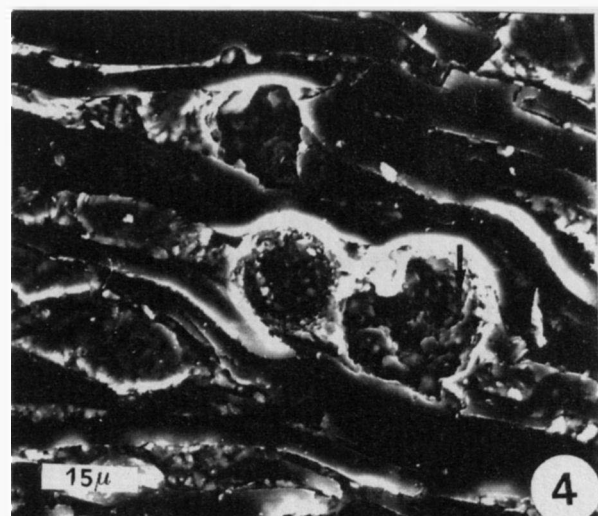
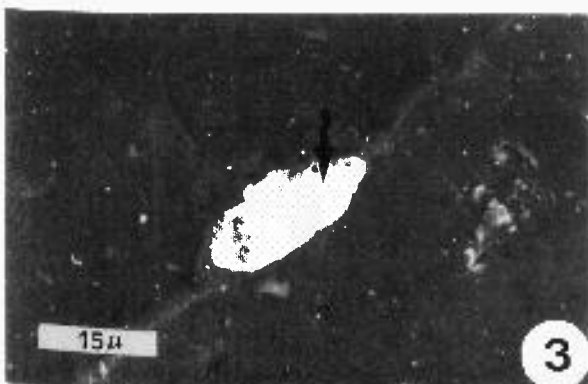
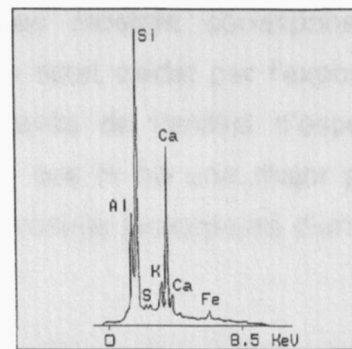
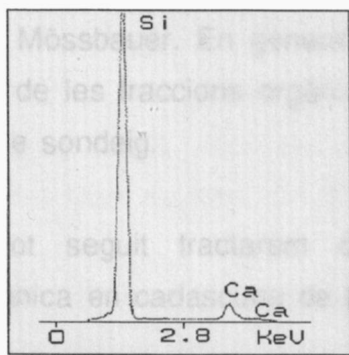
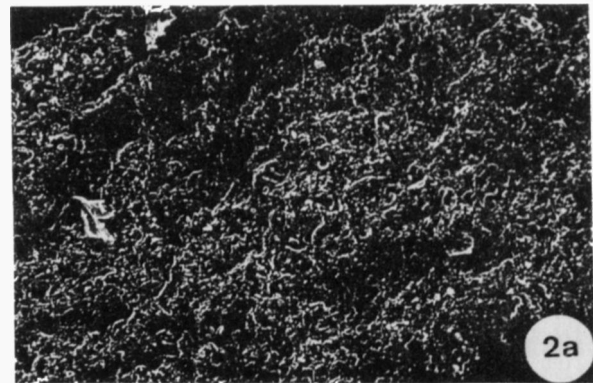
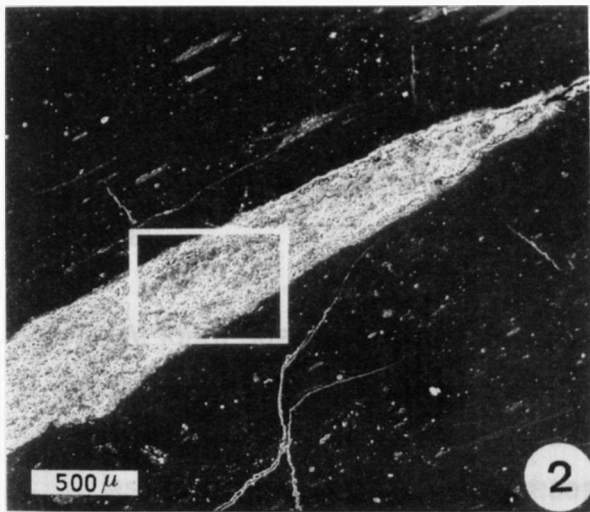
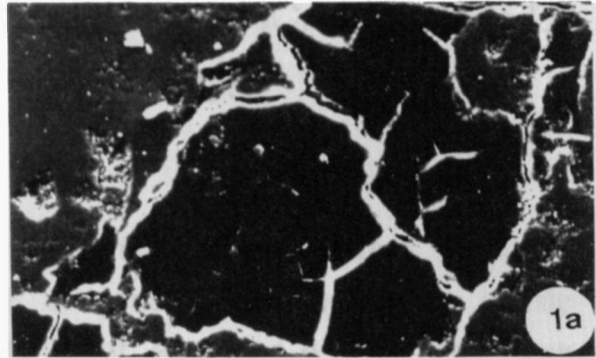
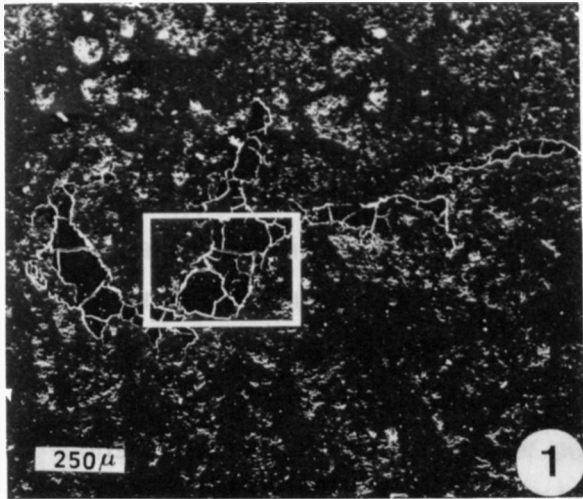
1. Matèria orgànica (alguna cutinita allargada i prima) en mig del carbonat (Mostra LI-3).
2. Carofícies i restes de calcita en una matriu orgànica (Mostra Pb-9).
3. Carofícia amb matèria orgànica en el seu interior. Aquesta és rica en sofre orgànic (veure e.m.)(Mostra V-7).
4. Cos orgànic amb cavitats internes reblertes per calcita (veure e.m.) (Mostra LI-3).
5. Cos argilos (veure e.m.) (Mostra Pb-22).



LAMINA VIII

Materials Garumnians observats en microscopia de rastreig.

1. Cos orgànic amb esclatxes de retracció, en mig d'una matriu carbonàtica, detall 1a. (Mostra LI-4).
2. Cos orgànic estructurat, detall 2a. (Pb-22).
3. Cavitat orgànica reblerta de quars (veure e.m.) (Pb-5).
4. Cos orgànic estructurat (fusinita), les seves cavitats estan reblertes per argiles (veure e.m.) (Mostra Ic-3).



3.2. DISTRIBUCIO I QUANTIFICACIO DELS COMPONENTS INORGANICS.

La fracció inorgànica que conjuntament amb l'orgànica forma les fàcies garumnianes estudiades té una distribució, en general, força homogènia i uniforme en les tres zones estudiades. Ocasionalment, es poden establir dominis variables de les diferents fases minerals, degudes als petits canvis en les condicions ambientals que pugui haver patit el medi deposicional on s'originaren i/o els processos diagenètics posteriors a la seva deposició.

La distribució qualitativa de cada una de les fraccions minerals determinades en aquests materials queda especificada en les taules de la 19 a la 25. La quantificació de les fases minerals majoritàries establertes queda especificada en els succesius diagrames triangulars composicionals que veurem al llarg d'aquest apartat.

Al igual que s'apreciava en el cas de la fracció orgànica, que el seu estat de conservació estava directament relacionat amb la procedència de la mostra; es constata també que la fracció inorgànica d'algunes mostres corresponents a sèries de mineria de cel obert presenten minerals en estat oxidat per l'exposició a l'intemperie. Aquesta alteració s'ha fet palesa a través de l'anàlisi d'espectroscòpia Mössbauer. En general, doncs, és pot afirmar que hi ha una major preservació de les fraccions orgànica i inorgànica en les mostres procedents d'un mostreig de sondeig.

Tot seguit tractarem de la distribució i quantificació d'aquesta fracció inorgànica en cadascuna de les tres zones objecte d'aquest treball:

3.2.1. Zona del Berguedà.

A la zona del Berguedà, la fracció inorgànica determinada ha estat la següent: quars, calcita, ankerita, caolinita, il.lita, clorita, pirita, basanita i jarosita). Com veurem més endavant la distribució quantitativa dels mateixos pot ser variable.

En aquesta àrea podem considerar que el quars i la calcita són els minerals majoritaris conjuntament amb la pirita, encara que aquesta en menor proporció; mentre que els minerals d'argila (caolinita, illita i clorita) són quantitativament menors, és per això que els anomenem minerals subordinats. Recordem que en l'anàlisi maceràlica feta en el capítol anterior (2.3.) ja es posava de manifest la poca proporció d'argiles existents en la zona del Berguedà. Finalment, la poca quantitat, proporció i aparició esporàdica d'ankerita, basanita i jarosita determina que les considerem com a minerals accesoris. Per aquesta raó i donat el seu escàs valor significatiu no han quedat representats en els triangles composicionals.

3.2.1.1. Formació Perles.

Recordem que la Formació Perles l'estudiem en els termes basals dels perfils T i M. Des d'un punt de vista de contingut orgànic les caracteritzavem com a pobres en matèria orgànica; però com a riques en la fracció inorgànica (taules 19 i 20), amb abundant nombre de restes de closques de calcita (fragments de gas-teròpodes, lamel·libranquis i ostràcods, i carofícies).

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
M-36	*	*		*			*		
M-35	*	*		*			*		
M-34	*	*		*	*		*		
M-33	*	*	*	*	*		*		
M-32	*	*		*		*	*		
M-31	*	*	*	*			*		
M-30	*	*		*	*		*		
M-29	*	*		*	*		*		
M-28	*	*		*	*		*		
M-27	*	*		*	*	*	*		
M-26	*	*		*	*		*		
M-25	*	*		*	*		*	*	
M-24	*	*		*	*		*	*	
M-23	*	*	*	*	*		*		
M-22	*	*	*	*	*		*		
M-21	*	*		*	*		*		
M-20	*	*		*	*	*	*		
M-19	*	*		*	*		*		
M-18	*	*	*	*	*	*	*		
M-17	*	*	*	*	*		*		
M-16	*	*		*	*		*		
M-15	*	*		*	*	*	*		
M-14	*	*		*	*	*	*		
M-13	*	*		*	*	*	*		
M-12	*	*		*	*	*	*		
M-11	*	*		*	*		*		
M-10	*	*		*	*		*		
M-9	*	*	*	*	*		*		
M-8	*	*	*	*	*		*		
M-7	*	*	*	*	*		*		
M-6	*	*	*	*			*		
M-5	*	*	*	*	*		*		
M-4	*	*	*	*	*		*		
M-3	*	*	*	*	*		*		
M-2	*	*		*	*		*		
M-1	*	*	*	*	*		*		

Taula 19. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica M. El tram basal correspon a la Fm. Perles (M-1 al M-5), al intermedi al Nivell "Cementos" (M-6) i el superior al Membre Sant Corneli (M-7 fins a la M-36).

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
T-15	*	*		*					
T-14	*	*		*					
T-13	*	*		*					
T-12	*	*		*					
T-11	*	*		*					
T-10	*	*		*	*		*		
T-9	*	*		*					
T-8	*	*		*					
T-7	*	*	*	*	*		*		
T-6	*	*	*	*	*		*		
T-5	*	*	*	*			*		
T-4	*	*	*	*			*		
T-3	*	*	*	*	*		*		
T-2	*	*	*	*			*		
T-1	*	*	*	*	*		*		

Taula 20. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica T. El tram basal correspon a la Fm. Perles (T-1 al T-7) i el superior al Nivell "Cementos" (T-8 fins T-15).

La fracció inorgànica majoritària en aquest tram basal dels materials garumnians (Formació Perles) és la calcita, la qual constitueix la matriu inorgànica de les mostres en forma de sediment micrític i les closques dels organismes fòssils localitzats en forma d'esparita. També s'hi troba en totes elles una petita quantitat d'ankerita, que pot atribuir-se a l'ambient deposicional marí d'aquesta formació.

Encara que en les taules qualitatives 19 i 20 veiem que hi apareixen els minerals d'argila: caolinita i illita; aquests valors no són proporcionalment significatius, en general són inferiors a un 2.5% del total de la mostra. Dins d'aquesta baixa proporció cal esmentar que el perfil M és una mica més ric en aquesta fase argilosa que el perfil T.

A continuació pasarem a representar en els diagrames triangulars composicionals les fraccions inorgàniques majoritàries dels materials garumnians estudiats: situant el 100 % de quars en el vèrtex superior, el 100% de calcita en el vèrtex inferior-esquerra i el 100% de pirita en el vèrtex inferior-dret.

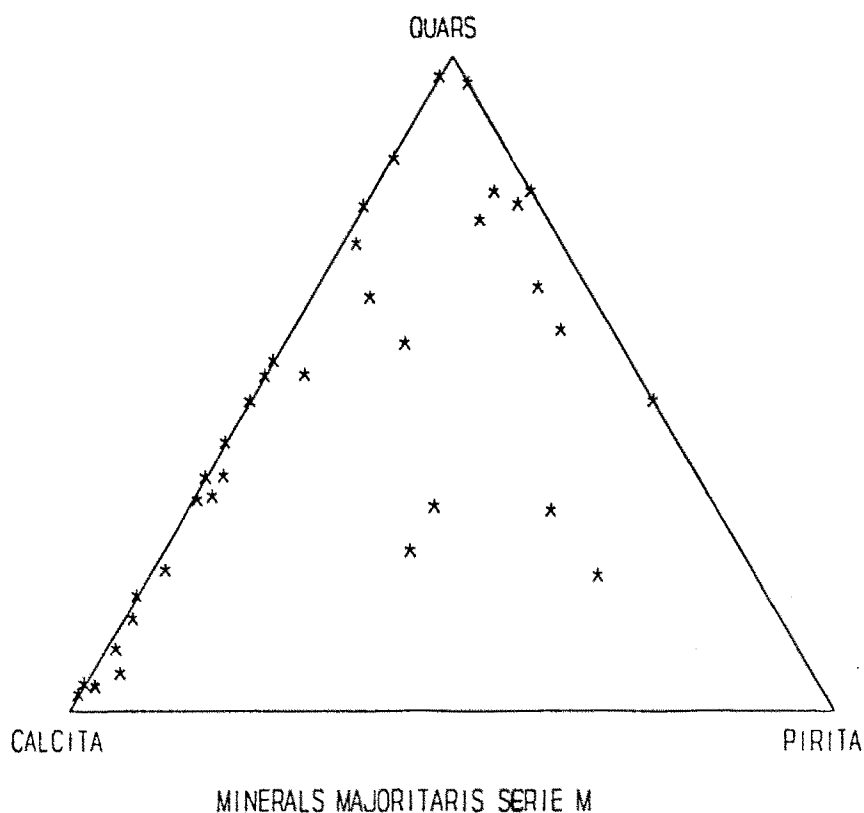


Figura 27. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica M.

En les figures 27. i 28. apreciem la quantificació de totes les mostres corresponents a les sèries M i T respectivament. Dins de cadascuna d'aquestes representacions triangulars, les poblacions localitzades al voltant del vèrtex inferior-esquerra (calcita) corresponen gairebé totalment a la Formació Perles. Les mostres d'aquesta formació estan constituïdes per un 95-100% de calcita.

En la sèrie M algunes mostres de la Formació Perles tenen una minsa proporció de pirita, que no arriba al 1%, mentre que en el perfil estratigràfic T aquesta proporció no s'ha detectat.

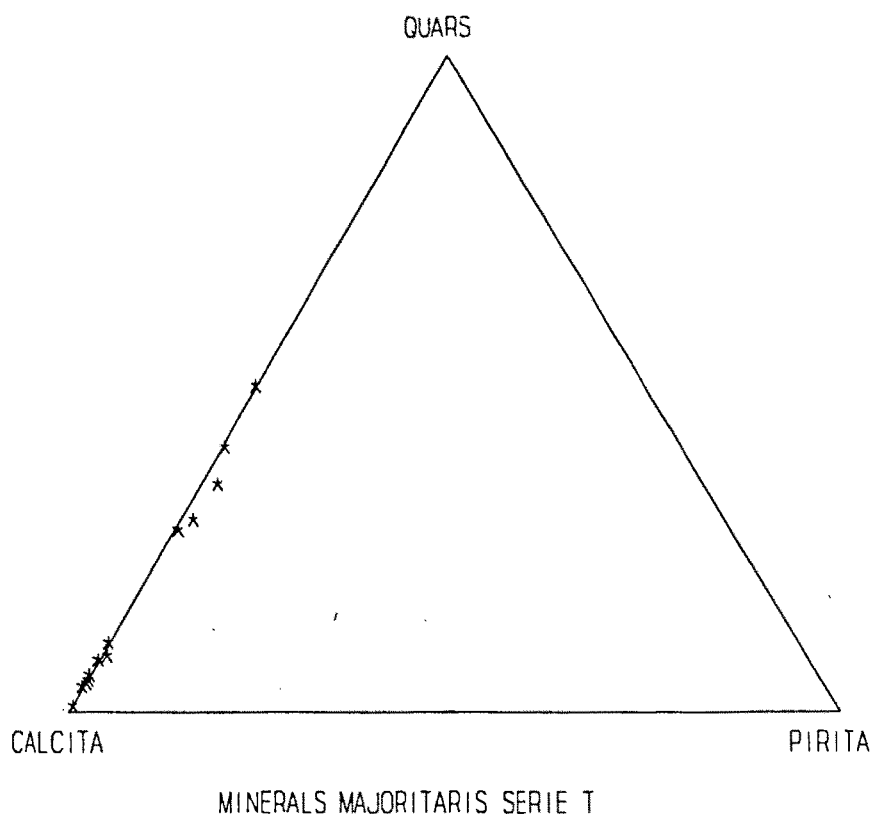


Figura 28. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica T.

3.2.1.2. Nivell "Cementos"

El Nivell "Cementos" ha estat tallat per les sèries estratigràfiques **Pb**, **M** i **T**. Recordem que aquest nivell és proporcionalment més ric en matèria orgànica que l'anterior, però no deixa per aquest motiu de ser un tram amb força quantitat de matèria mineral tal i com queda reflectit en les taules 19, 20 i 21. Aquesta proporció important pel que respecta al contingut inorgànic també va quedar reflectida en l'anàlisi maceràlica.

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
Pb-42	*	*		*					
Pb-41	*	*		*					
Pb-40	*	*		*					
Pb-39	*	*		*	*		*		
Pb-38	*	*		*					
Pb-37	*	*		*					
Pb-36	*	*		*	*				
Pb-35	*	*		*					
Pb-34	*	*		*			*		
Pb-33	*	*		*			*		
Pb-32	*	*		*					
Pb-31	*	*		*					
Pb-30	*	*		*	*				
Pb-29	*	*		*	*		*		
Pb-28	*	*		*	*		*		
Pb-27	*	*		*	*		*	*	
Pb-26	*	*		*	*		*	*	
Pb-25	*	*		*			*	*	
Pb-24	*	*		*			*		
Pb-23	*	*		*			*		
Pb-22	*	*		*			*		
Pb-21	*	*		*			*		
Pb-20	*	*		*	*		*		
Pb-19	*	*		*	*		*		
Pb-18	*	*		*	*	*	*		
Pb-17	*	*		*	*	*	*		
Pb-16	*	*		*	*		*		
Pb-15	*	*	*	*			*		
Pb-14	*	*		*			*		
Pb-13	*	*	*	*			*		
Pb-12	*	*		*			*		*
Pb-11	*	*		*			*		
Pb-10	*	*		*			*		
Pb-9	*	*		*			*	*	
Pb-8	*	*		*	*		*		
Pb-7	*	*		*	*		*		
Pb-6	*	*		*			*	*	
Pb-5	*	*		*			*		
Pb-4	*	*		*			*		
Pb-3	*	*		*	*		*		
Pb-2	*	*		*			*		
Pb-1	*	*		*			*		

Taula 21. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica Pb. El tram basal correspon al Nivell "Cementos" (Pb-1 al Pb-3) i el superior al Membre Sant Corneli (Pb-4 fins Pb-36).

La fracció inorgànica majoritària en aquest nivell continua sent la calcita, que constitueix la matriu -fonamentalment micrítica- i els restes de closques fòssils que en ella s'hi troben. També s'hi denota un increment en el contingut en quars -més patent en el perfil T (fins un 45% de quars com a màxim) (figures 27., 28. i 29.). Al igual que en el tram anterior, diferenciem una petita quantitat de pirita (< 1%); que en aquests cas està substituint algunes de les closques fòssils, inicialment de calcita.

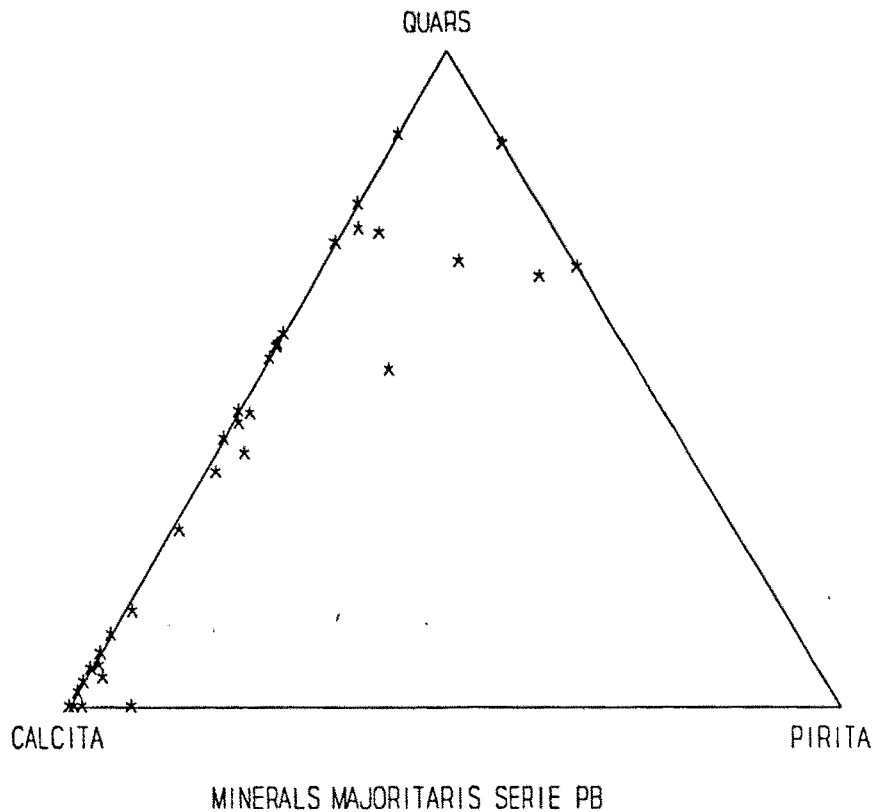


Figura 29. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica Pb.

Comparant els tres triangles corresponents als minerals majoritaris de les sèries T, Pb i M; apreciem que les mostres del nivell "Cementos" queden localitzades al costat esquerra dels triangles, en una posició aproximadament intermèdia respecte el vèrtex superior de quars i el vèrtex inferior-esquerra de calcita, encara que amb una certa tendència a distribuir-se cap a la zona corresponent a la calcita. També s'aprecien algunes mostres una mica més allunyades del costat esquerra del triangle, que són les que tenen una certa composició pirítica de la qual feiem esment en el paràgraf anterior.

Pel que fa referència a la fracció argilosa hem de dir que continua sent minoritària. Esmentarem tan sols, que algunes mostres de les sèries estratigràfiques Pb i M presenten de manera puntual entre un 2 i un 4% de tipus caolinita, mentre que la proporció d'il.lita és molt minsa.

3.2.1.3. Membre Sant Corneli.

El Membre Sant Corneli és el més ric pel que fa referència a la fracció orgànica sobretot en els seus trams basal i intermedi. Aquests trams estan constituïts per una alternança de nivells parcial o totalment organògens i d'altres d'inorgànics. Cap a sostre del membre passa a haver-hi un domini d'aquests darrers. Els perfils estratigràfics que tallen el Membre Sant Corneli són: Pb, M, V, Ta, Sa i Sb.

La composició inorgànica d'aquest membre inclou com a minerals majoritaris, ordenats de major a menor proporció: la calcita, fonamentalment en forma de matriu micrítica i ocasionalment en forma de closques fòssils; el quars i la pirita, aquesta darrera en petits percentatges -màxim un 10% en algú cas-. Com a fracció subordinada o minoritària trobem: caolinita i illita, aquesta darrera normalment inferior al 1% del total de la fracció mineral. I finalment, com a minerals accessoris, degut a la seva poca proporció i localització puntual, hem de mencionar: la clorita, l'anckerita, la jarosita i la basanita; les dues últimes apareixen encara en menor freqüència que les anteriors (veure taules de distribució composicional). La basanita s'ha determinat tan sols en dues mostres a la zona de l'Alt Bergueda, corresponents a les sèries anomenades Pb i Sa. Per altra part la jarosita, una mica més nombrosa que la basanita, la trobem en els perfils: V, Pb i M corresponents a mostres de sondejos (taules 19, 21 i 24).

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
Ta-32	*	*		*			*		
Ta-31	*	*	*	*	*		*		
Ta-30	*	*		*	*		*		
Ta-29	*	*		*	*		*		
Ta-28	*	*		*	*		*		
Ta-27	*	*		*	*		*		
Ta-26	*	*		*			*		
Ta-25	*	*		*			*		
Ta-24	*	*		*			*		
Ta-23	*	*		*	*		*		
Ta-22	*	*		*	*		*		
Ta-21	*	*		*	*		*		
Ta-20	*	*		*	*		*		
Ta-19	*	*		*	*	*	*		
Ta-18	*	*		*	*		*		
Ta-17	*	*		*	*		*		
Ta-16	*	*		*	*		*		
Ta-15	*	*		*			*		
Ta-14	*	*		*			*		
Ta-13	*	*		*			*		
Ta-12	*	*		*			*		
Ta-11	*	*		*	*	*	*		
Ta-10	*	*		*	*		*		
Ta-9	*	*		*			*		
Ta-8	*	*		*			*		
Ta-7	*	*		*			*		
Ta-6	*	*		*	*		*		
Ta-5	*	*		*			*		
Ta-4	*	*		*			*		
Ta-3	*	*		*			*		
Ta-2	*	*		*			*		
Ta-1	*	*		*			*		

Taula 23. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica Ta corresponent al Membre Sant Corneli.

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
V-43	*	*		*	*				
V-42	*	*		*					
V-41	*	*		*					
V-40	*	*		*					
V-39	*	*		*					
V-38	*	*		*					
V-37	*	*		*					
V-36	*	*		*			*		
V-35	*	*		*			*		
V-34	*	*		*	*				
V-33	*	*		*	*				
V-32	*	*		*	*		*		
V-31	*	*		*	*		*		
V-30	*	*		*	*		*		
V-29	*	*		*	*		*		
V-28	*	*		*	*		*		
V-27	*	*		*	*		*		
V-26	*	*		*	*	*	*		
V-25	*	*		*	*		*		
V-24	*	*		*	*		*		
V-23	*	*		*	*		*		
V-22	*	*		*	*		*		
V-21	*	*		*	*		*		
V-20	*	*		*	*		*		
V-19	*	*		*	*	*	*		
V-18	*	*		*	*		*		
V-17	*	*		*	*		*		
V-16	*	*		*	*		*		
V-15	*	*		*	*		*		
V-14	*	*		*	*		*		
V-13	*	*		*	*		*		
V-12	*	*		*	*		*		
V-11	*	*		*	*		*		
V-10	*	*		*	*		*		
V-9	*	*		*	*		*	*	
V-8	*	*		*	*		*		
V-7	*	*		*	*		*		
V-6	*	*		*	*		*	*	
V-5	*	*		*	*		*		
V-4	*	*		*	*		*		
V-3	*	*		*	*		*		
V-2	*	*		*	*		*		
V-1	*	*		*	*		*		

Taula 24. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica V, correspon al Membre Sant Corneli.

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
Sa-21	*	*		*	*				
Sa-20	*	*		*					
Sa-19	*	*		*					
Sa-18	*	*		*	*				
Sa-17	*	*		*	*	*			
Sa17b	*	*		*					
Sa-16	*	*		*					
Sa16b	*	*		*					
Sa-15	*	*		*					
Sa-14	*	*		*	*		*		
Sa-13	*	*		*	*		*		
Sa-12	*	*		*	*		*		
Sa-11	*	*		*	*		*		
Sa-10	*	*		*	*		*		
Sa-9	*	*		*	*		*		*
Sa-8	*	*		*	*		*		
Sa-7	*	*	*	*	*		*		
Sa-6	*	*	*	*	*		*		
Sa-5	*	*	*	*	*		*		
Sa-4	*	*	*	*	*		*		
Sa-3	*	*		*	*		*		
Sa-2	*	*		*	*		*		
Sa-1	*	*		*	*		*		

Taula 22. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica Sa corresponent al Membre Sant Corneli.

Des del punt de vista de la fracció inorgànica el Membre Sant Corneli té un cert comportament heterogeni. Al igual que apreciavem en la determinació de la fracció orgànica, hi ha petites variabilitats tant en els components minerals com en la seva proporció de base a sobre de les sèries estratigràfiques que el tallen.

Continuant la representació en els diagrames triangular de la proporció de minerals majoritaris per cada mostra, passem a descriure les dades obtingudes en els perfils estratigràfics del Membre Sant Corneli.

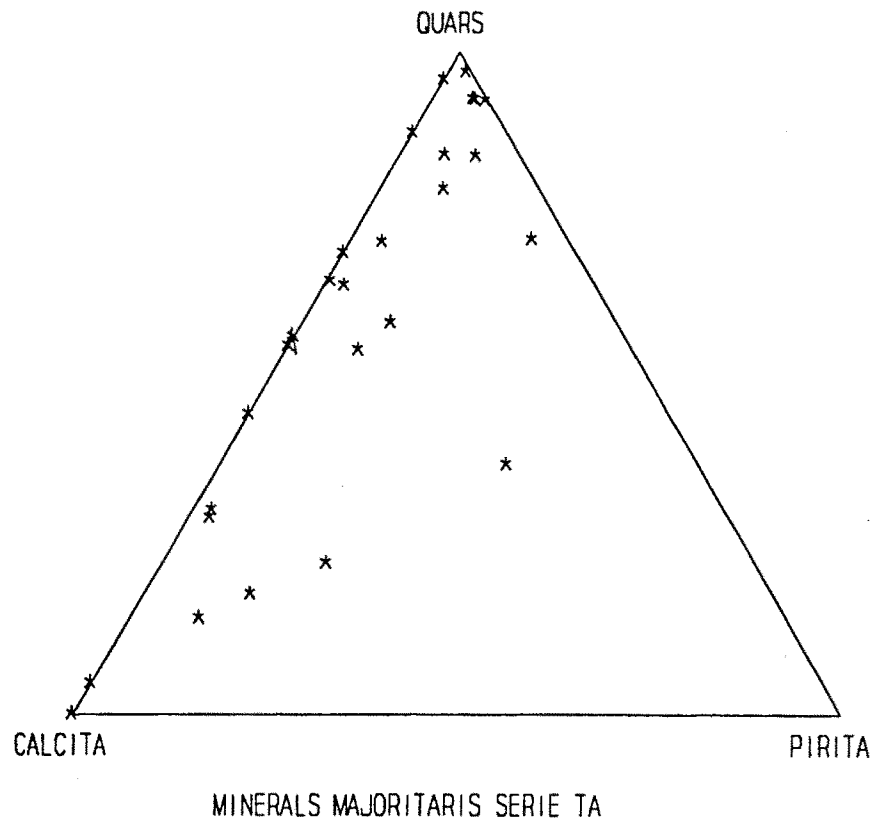


Figura 30. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica Ta.

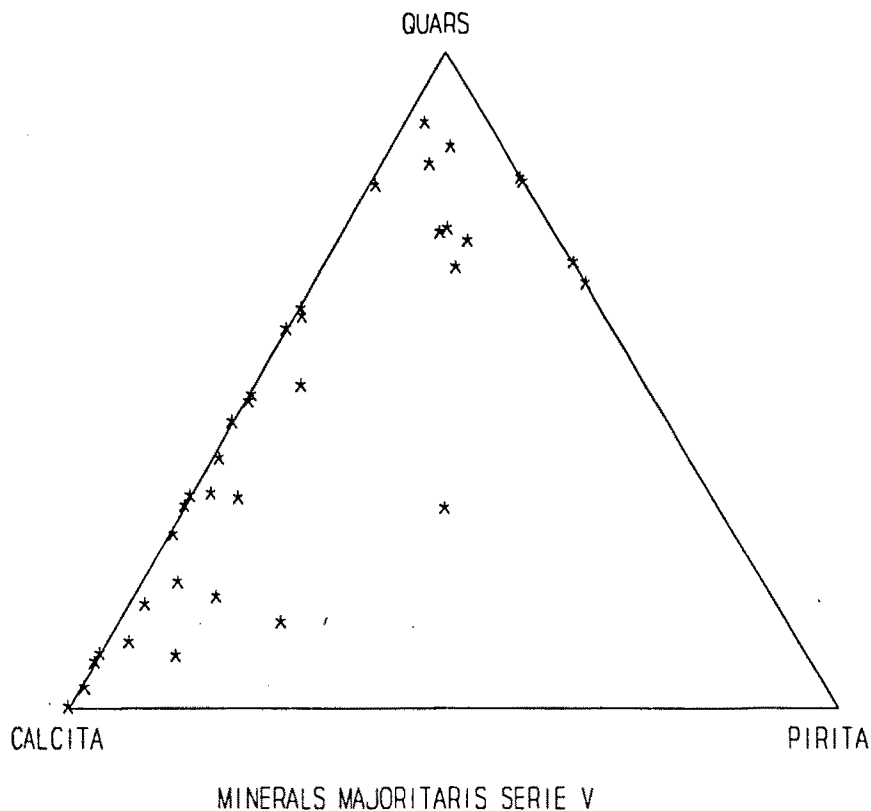


Figura 31. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica V.

El tram basal i mig del Membre Sant Corneli presenta una major variabilitat en quant a la fracció inorgànica respecte al seu tram superior, que és pràcticament homogeni. Aquest fet queda clarament representat en els triangles composicionals de les sèries estratigràfiques M, Ta, Pb i V constituïdes bàsicament pels trams basal i mig del Membre Sant Corneli (figures 27, 29, 30 i 31). S'aprecia una major dispersió de la fracció mineral respecte als altres nivells garumnians estudiats. Malgrat aquesta variabilitat ens adonem del domini d'una població mineral calcítica, sobre la població localitzada a les proximitats del vèrtex del quars. Fem notar que la proporció de pirites és en general baixa i no s'observa cap població inorgànica centrada al voltant d'aquesta fase mineral.

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
Sb-5	*	*		*	*				
Sb-4	*	*		*	*				
Sb-3	*	*		*	*				
Sb-2	*	*		*	*				
Sb-1	*	*		*	*				

Taula 25. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica Sb corresponent al Membre Sant Corneli.

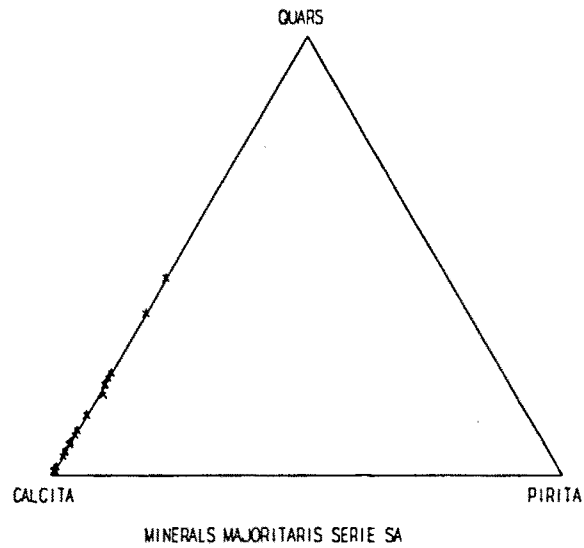


Figura 32. Diagrama triangular corresponent al perfil estratigràfic Sa.

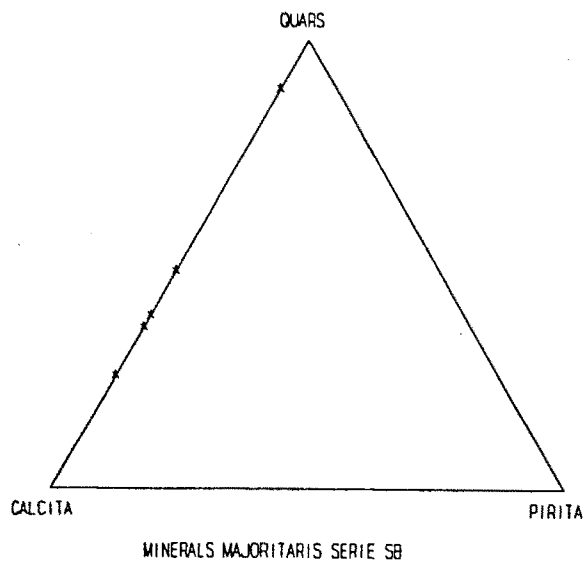


Figura 33. Diagrama triangular del minerals majoritaris en la sèrie Sb.

En el tram mig-superior i superior del Membre Sant Corneli corresponents als perfils estratigràfics Sa i Sb respectivament (taules 22 i 25) hi ha una important quantitat de matèria mineral -recordem que la proporció de matèria orgànica és baixa i/o inexistent en aquest tram-. Apreciem que la dispersió mineral que observavem en el tram anterior no es tan evident. En els triangles composicionals corresponents (figures 32. i 33.) a aquest nou tram la fracció inorgànica és centra majoritàriament al voltant del vèrtex de la calcita i/o en el costat esquerra del triangle. Es tracta, doncs, de llits fonamentalment carbonàtics i en menor proporció de quars -formant petits i esporàdics nivells de quars detrític-; amb alguns minerals que anomenem subordinats com són: la pirita i l'ankerita; i minerals accessoris com la caolinita i la basanita, aquests darrers localitzats solament en dues mostres del perfil Sa, considerades poc representatives.

L'anàlisi per espectroscòpia Mössbauer ens ha permès corroborar el contingut de la fracció inorgànica rica en ferro -ja determinada mitjançant altres mètodes- en la sèrie estratigràfica V. Les fraccions de ferro detectades per aquest mètode s'han atribuït -tal i com queden representades en la taula 26- a la pirita, a les argiles fonamentalment i a la jarosita. Els percentatges determinats en cadascuna de les fraccions són relatius al ferro total contingut en les mostres. En la figura 34. queda representat l'ajust Mössbauer pel perfil V.

Mostra	Pirita			Fe3+ Argila			Fe2+ Argila			Jarosita (?)		
	IS	QS	%	IS	QS	%	IS	QS	%	IS	QS	%
V3	0.29	0.57	89	0.37	0.90	11	-	-	-	-	-	-
V11	0.30	0.58	67	0.36	1.14	29	1.19	2.57	4	-	-	-
V17	0.31	0.62	66	0.40	1.20	9	-	-	-	1.27	3.08	25
V18	0.31	0.62	72	0.36	1.23	20	-	-	-	1.38	3.10	8
V29	0.32	0.58	57	0.34	1.29	4	1.15	2.61	39	-	-	-

Taula 26. Paràmetres Mössbauer obtinguts pels minerals rics en ferro de les mostres garumnianes de la sèrie V corresponent a la zona de l'Alt Berguedà.

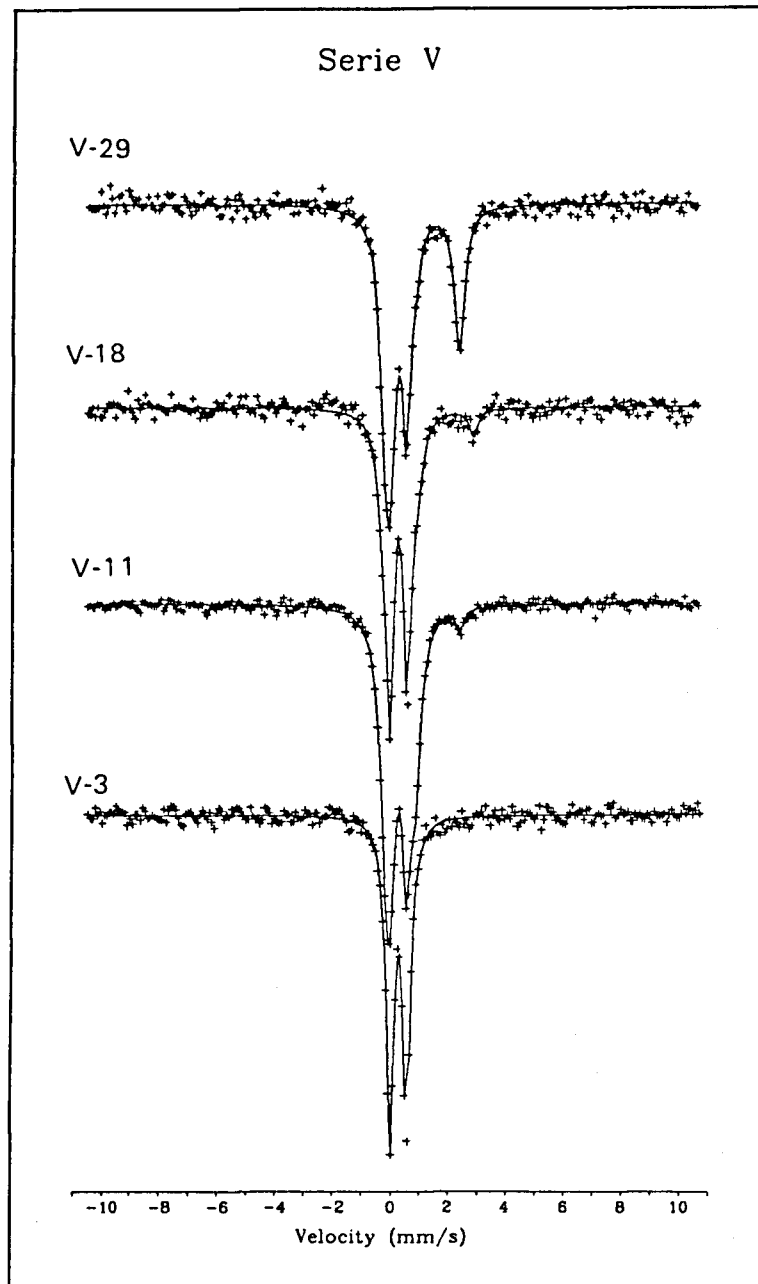


Figura 34. Ajustos Mössbauer de les mostres corresponents a la sèrie V.

En quant a la fracció argilosa s'aprecia un comportament aproximadament homogeni al llarg de tot el Membre Sant Corneli. Aquesta homogeneïtat ve donada per una baixa proporció de la fracció mineral argilosa. La proporció relativa de caolinita oscil·la aproximadament entre un 2 i un 15%, de manera excepcional es pot determinar en algunes mostres valors que poden arribar fins a un 35% del total de la mostra. En el cas de l'il·lita aquesta proporció és molt baixa, no sobrepasant mai valors del 2%.

3.2.2. Zona de Tremp.

La fracció inorgànica de les mostres pertanyents a la Formació Tremp és comparable a les descrites per la zona de l'Alt Berguedà. En aquest sector hi ha un clar domini de la fracció inorgànica sobre l'orgànica. Aquesta formació la tallen dues sèries estratigràfiques Ll i Ic que és complementen.

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
Ll-21	*	*		*	*			*	*
Ll-20	*	*		*	*				
Ll-19	*	*		*			*		
Ll-18	*	*		*	*		*		
Ll-17	*	*		*					
Ll-16	*	*		*			*		
Ll-15	*	*		*		*			
Ll-14	*	*		*	*		*		
Ll-13	*	*		*	*		*		
Ll-12	*	*		*	*		*		
Ll-11	*	*		*	*		*		
Ll-10	*	*		*	*		*		
Ll-9	*	*		*	*		*		
Ll-8	*	*		*	*		*		
Ll-7	*	*		*	*		*		
Ll-6	*	*		*	*		*		
Ll-5	*	*		*					
Ll-4	*	*							
Ll-3	*	*		*					
Ll-2	*	*		*	*	*			
Ll-1	*	*		*			*		

Taula 27. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica Ll corresponent a la Formació Tremp.

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
Ic-9	*	*		*					
Ic-8	*	*		*	*				
Ic-7	*	*		*	*				
Ic-6	*	*		*					
Ic-5	*	*		*	*				
Ic-4	*	*		*					
Ic-3	*	*		*	*		*		
Ic-2	*	*		*	*				
Ic-1	*	*		*					

Taula 28. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica Ic corresponent a la Formació Tremp.

Les varietats minerals determinades en la Formació Tremp queden representades en les taules 27, 28 i 29, i a la figura 35. corresponent a l'ajust de l'ànalisi d'espectroscòpia Mössbauer. Aquestes varietats han estat les següents: quars i calcita com a fases minerals dominants; caolinita com a fracció mineral

subordinada < 1 % -excepte una única mostra amb una proporció important d'un 4%- i finalment com a minerals accessoris trobem l'il.lita, clorita, ankerita, pirita, jarosita i basanita; les dues darreres han estat localitzades solament en dues mostres de la sèrie del Barranc del Llordà (LI).

La presència d'ankerita ha estat determinada mitjançant l'anàlisi Mössbauer (taula 29). Tanmateix, aquesta anàlisi que determina el contingut en ferro d'una mostra, ens ha permès verificar la presència de pirita i clorita en la sèries LI i Ic. A través d'aquest mètode s'ha detectat l'existència d'una petita quantitat d'hidròxid de ferro atribuïble a l'oxidació natural pròpia d'una mostra procedent d'una antiga mina a cel obert.

Mostra	Pirita			Fe3+ Argila			Fe2+ Argila			Ankerita		
	IS	QS	%	IS	QS	%	IS	QS	%	IS	QS	%
LL2	-----	0.35	0.54				1.24	2.62				-
				0.37	1.19							
LL12	-----	0.34	0.58	80	-----							-
				0.41	1.12	20						
LL16	0.3	0.61	76							1.32	1.59	24
IC5		-		0.38	0.60	65	1.19	2.73	11			-
				0.36	1.27	24						

Taula 29. Paràmetres Mössbauer obtinguts en els minerals rics en ferro de les mostres garumnianes estudiades en la zona de Tremp.

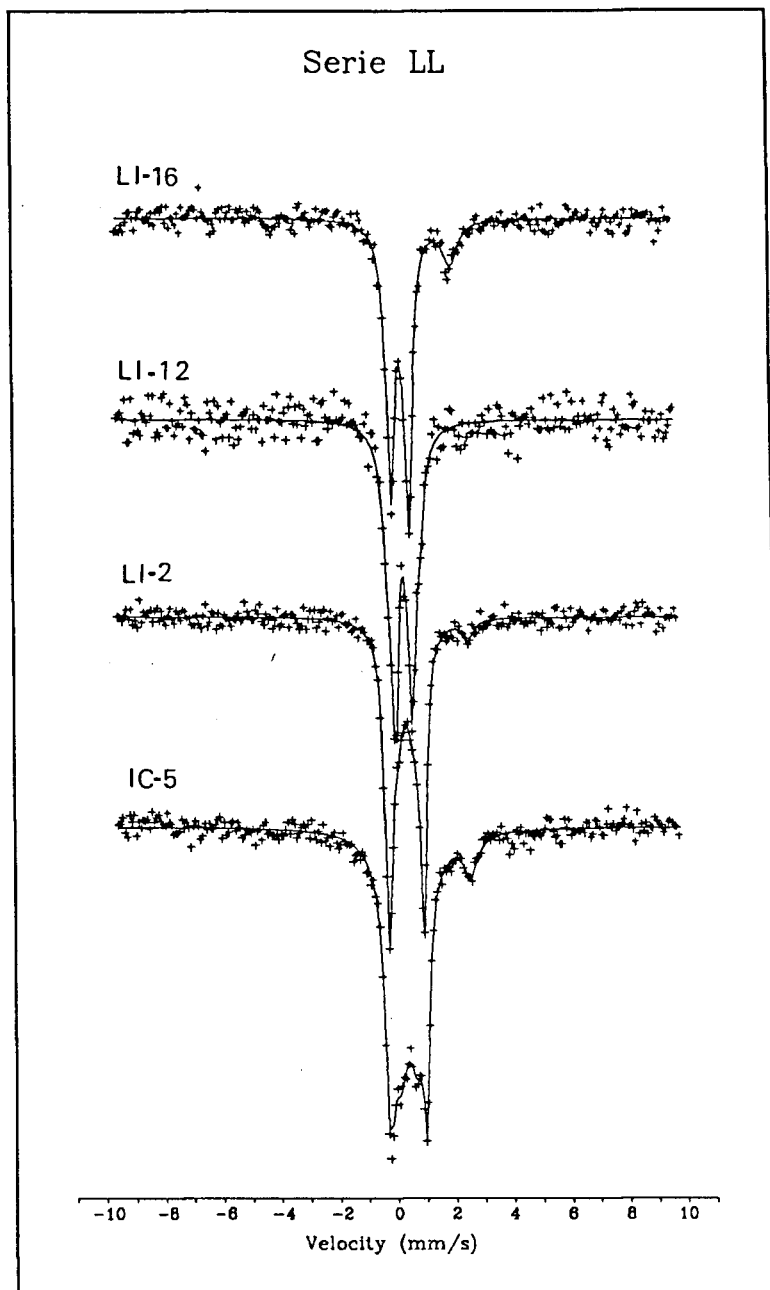


Figura 35. Ajustos Mössbauer corresponents a la sèrie LI i Ic.

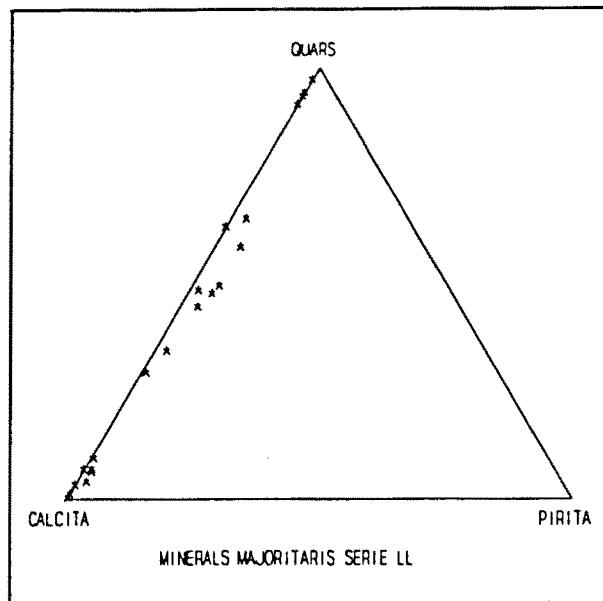


Figura 36. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica Ll.

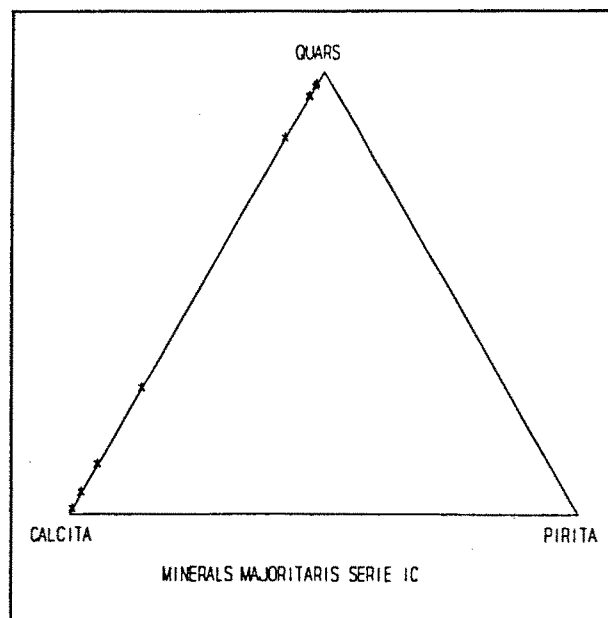


Figura 37. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica Ic, complementaria a la Ll.

La quantificació dels minerals majoritaris de la zona de Tremp queda representada en les figures 36. i 37. En ambdues sèries Ll i Lc les mostres ens queden situades en el costat esquerra del triangle, on diferenciem en el cas del perfil Ll tres poblacions: una amb una composició quasi exclusiva de calcita (90-100%) que constitueix la matriu micrítica de la mostra estudiada, una altre amb una alta proporció en quars (90-98%) i finalment una tercera que ocupa una posició intermèdia entre ambdues. En el cas del perfil Lc sols hi localitzem les dues primeres poblacions: una molt rica en quars que correspon també a la més rica en fase argilosa, i una clarament calcítica.

Si tenim en compte sols els minerals d'argila apreciem una baixa proporció d'aquesta en la sèrie Ll, mentre que en la Lc aquesta és més alta. La fase argilosa en el cas que ens ocupa és fonamentalment del tipus caolinita. La major proporció d'argila que forma part dels materials estudiats en el sector de Tremp ja era evident en l'anàlisi maceràlica de la fracció orgànica.

3.2.3. Zona d'Ager.

La varietat mineralògica en la zona d'Ager és molt pobre al igual que el seu contingut orgànic, el qual és pràcticament inexistent.

M. M.	Quars	Calcita	Ankerita	Caolinita	Illita	Clorita	Pirita	Jarosita	Basanita
C-23	*	*		*					*
C-22	*	*		*					*
C-21	*	*		*			*		*
C-20	*	*		*					*
C-19	*	*		*					*
C-18	*	*		*	*				*
C-17	*	*		*					*
C-16	*	*		*					*
C-15	*	*		*					*
C-14	*	*		*					*
C-13	*	*		*					*
C-12	*	*		*					*
C-10		*		*					*
C-9		*		*					*
C-7	*	*		*					*
C-5	*	*		*					*
C-4		*		*					*
C-3		*		*					*
C-2		*		*					*
C-1		*		*					*

Taula 30. Distribució de la fracció inorgànica en la sèrie estratigràfica C corresponent al sector d'Ager.

La fracció mineral dels sediments estudiats en la zona d'Ager estan constituits fonamentalment per calcita com a mineral dominant, amb un nivell de lignit molt ric en pirita (veure taula 30). Com a minerals accessoris considerem el quars, la caolinita, la basanita i la jarosita. Aquesta darrera fracció mineral solament ha estat determinada mitjançant l'anàlisi d'espectroscòpia Mössbauer (taula 31). En la figura 38. hi queda representat l'ajust Mössbauer de l'única mostra de carbó de la zona d'Ager.

Mostra	Pirita			Jarosita		
	IS	QS	%	IS	QS	%
C21	0.31	0.62	91	1.28	3.25	9

Taula 31. Paràmetres Mössbauer obtinguts en els minerals rics en ferro de les mostres garumnianes estudiades en la zona d'Ager.

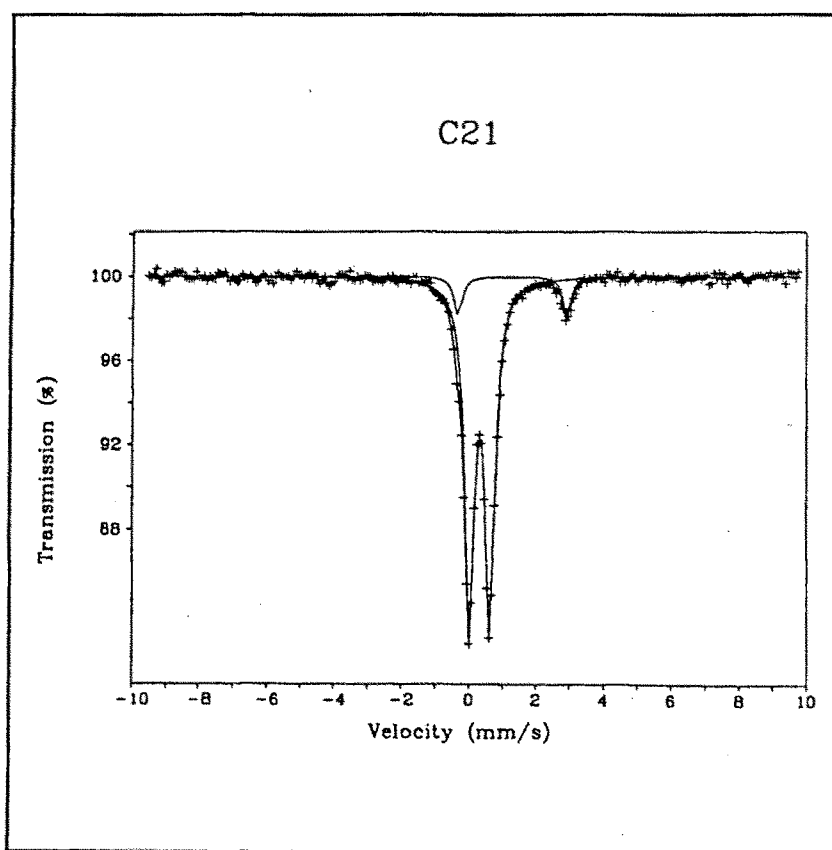


Figura 38. Ajust Mössbauer per la mostra C-21 corresponent al sector d'Ager.

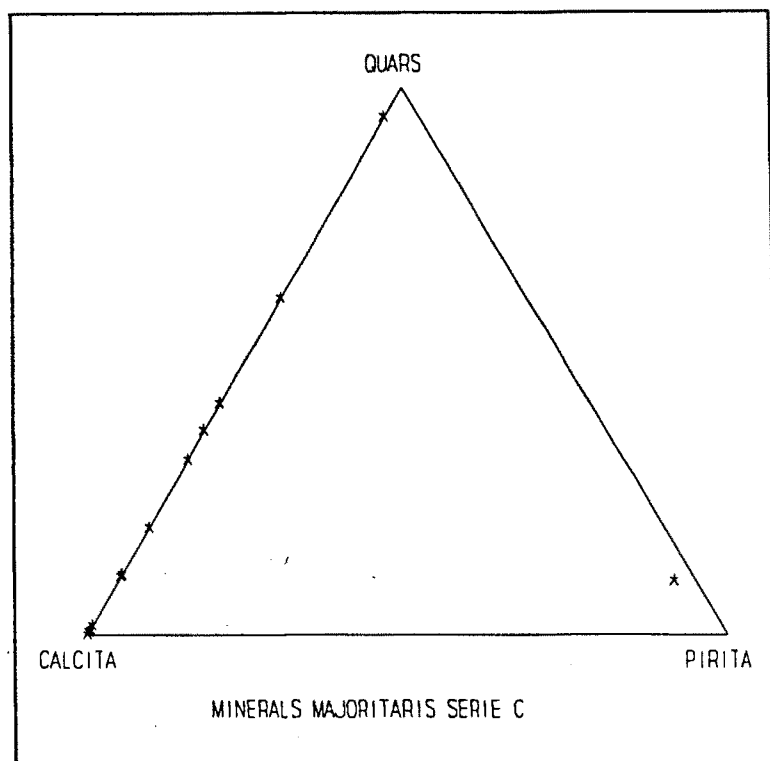


Figura 39. Triangle composicional dels minerals majoritaris de la sèrie estratigràfica C.

En el triangle composicional de la fracció mineral majoritària del perfil C (figura 39.) veiem: una clara tendència a la agrupació de les mostres cap al vèrtex inferior-esquerra de la calcita (60-100%), una mostra amb alt contingut de quars (95%) íntimament lligada a la fracció argilosa accesòria i finalment, una altre única mostra (C-21) amb aproximadament un 90% del contingut en pirita. La mostra C-21 és un lilit fonamentalment orgànic on s'hi troben petits i nombrosos nivells pirífics associats.

3.3. TRANSFORMACIONS DIAGENETIQUES MINERALS.

Com ja hem esmentat anteriorment, la procedència original de la caolinita és força discutida, però el que sí està establert és que la caolinita conjuntament amb l'esmeclita desapareixen de manera progressiva dins d'una sèrie sedimentària sota l'efecte de la diagènesi que provoca l'enterrament o metamorfisme d'enterrament. En un primer estadi de transformació diagenètica es produeix la desaparició de les esmeclites, a temperatures que varien en funció del lloc entre 70°C a 95°C i la fondària, segons Heing i Teichmüller (1974). Dunoyer (1970) remarca la importància que exerceix la pressió litostàtica en aquesta desaparició; mentre que Lameyre (1975 en Robert, 1985) valora la importància del quimisme de les aigües de formació. En un segon estadi de transformació té lloc la desaparició de la caolinita, donada la seva inestabilitat a temperatures elevades. En condicions experimentals Robert (1985) postula que aquesta desaparició de la caolinita esdevé quan l'increment màxim de temperatura arriba fins a 300-400°C, podent desaparèixer en condicions reals a temperatures inferiors, possiblement per influències de tipus hidrotermal (Dunoyer, 1970). Tanmateix, una petita part de la caolinita pot transformar-se en clorita, com a producte d'alteració química originada per la presència d'ions alcalins en el medi deposicional (Robert, 1985). En el curs d'aquest enfonsament, les esmeclites es transformen en fulles interstratificades de composició il·lítica alternant amb fulles del tipus esmeclita. S'accepta que al llarg de l'enterrament dels sediments argilosos es produeix la desaparició de l'esmeclita i caolinita afavorint l'augment de l'il.lita. Aquest increment progressiu de l'il.lita en fondària és paral·lel a la definició de la seva cristallinitat, fet que ha induït a diferents autors a definir l'índex de cristallinitat de l'il.lita per establir els canvis metamòrfics produïts en un sediment; tenint en compte que aquest índex és independent de l'edat geològica dels materials analitzats.

En quant als minerals carbonatats, certs autors mitjançant l'utilització de tècniques d'espectroscòpia Mössbauer (Morup i al., 1985) aprecien que a una certa fondària, entre 2.700 i 3.000 m., creix la proporció d'ankerita en detriment de la de calcita i/o de siderita. Aquesta transformació de la fracció inorgànica s'observa que s'incrementa a partir de certes fondàries, però no és coneix en detall la

gènesi de la mateixa. Shiley i al. (1981) relacionen la diagènesi de la matèria orgànica i la formació d'ankerita; segons ells, durant la diagènesi orgànica el CO_2 , H_2O i els ions metàl·lics poden provocar la precipitació de carbonats. Tanmateix, si aquesta fracció orgànica és rica en algues, la proporció de $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ és alta, afavorint la precipitació d'ankerita en comptes de calcita. Boles (1978 en Morup 1985) sugereix un altre mecanisme per la formació d'ankerita a partir de la calcita, que incorporaria a la seva estructura ferro i magnesi procedent de la transformació de l'esmeclita en il·lita.

La fracció mineral al igual que l'orgànica pot patir processos diagenètics, relacionats amb les transformacions originades per l'increment de pressió i temperatura associats als canvis evolutius que tenen lloc en el medi deposicional on s'originaren els materials garumians que ens ocupen. En aquesta transformació també intervenen canvis químics que es produeixen de manera sincrònica o posterior a la seva formació.

Passem, breument, a comentar les transformacions que tenen lloc en la fracció mineral per tal de poder-los comparar posteriorment amb les transformacions de la fracció orgànica, com veurem en el capítol de: "Evolució diagenètica orgànica i inorgànica".

La transformació diagenètica de la fracció mineral ens porta a l'obtenció de nous minerals. És el cas de les argiles, les quals poden transformar-se en argiles secundàries al augmentar la subsidència i amb ella l'enterrament del medi deposicional on s'originaren. Els minerals d'argila han estat considerats com els que millor reflecteixen aquesta diagènesi mineral. Un altre tipus de transformació motivada per l'augment de pressió litostàtica és la que ha donat lloc al pas de calcita a ankerita. Finalment, les transformacions produïdes pels reajustaments químics han afavorit llavors la piritització ubicada sobre la fracció orgànica i les closques de calcita. Passem a descriure, tot seguit i amb detall, cadascuna d'aquestes transformacions diagenètiques que hem apreciat en aquests materials garumians.

Pel que respecta als minerals de l'argila, ens hem trobat amb un decreixement del contingut en caolinita a expenses de l'increment d'il·lita i de clorita.

Possiblement s'ha produït en ells una fase diagenètica amb prou força com per provocar la desaparició de l'esmeclita; recordem que al descriure el contingut mineral en els tres sectors estudiats aquesta fracció no ens apareixia. No obstant, aquesta diagènesi no ha tingut la potència suficient com per a transformar la caolinita en il.lita. Aquest canvi ha estat ocasional, poc significatiu i força puntual (veure taules de distribució de la fracció argilosa). Tanmateix, la transformació de la caolinita a clorita s'ha produït en llocs molt localitzats i en proporció relativa insignificant respecte la resta de minerals. Apreciàvem, doncs, que la fracció argilosa majoritària establerta en el sector de l'Alt Berguedà i Tremp la constituïa la caolinita, de manera accesa l'il.lita i també més esporàdicament la clorita. Les il.lites determinades en els materials garumnians es troben feblement cristal·litzades. Fet que es correspon amb el baix estadi diagenètic determinat amb d'altres mètodes orgànics i inorgànics.

Les transformacions diagenètiques que han tingut lloc en la fracció carbonatada (calcita a ankerita) han estat poc intenses donat que la proporció d'ankerita formada ha estat molt baixa i s'ha produït de manera puntual.

La darrera transformació diagenètica que hem apreciat en el nostre estudi ha estat la substitució de calcita i de matèria orgànica per pirita. Aquesta piritització ha tingut lloc de forma selectiva i no generalitzada. En el cas de la substitució de la calcita per pirita l'hem determinat sobre les closques de mol·luscs.

Com a conclusió establím que els materials garumnians que ens ocupen han patit un grau de transformació en la fracció inorgànica poc important.

RELACIONS ENTRE LA MATERIA
ORGANICA I LA INORGANICA

4. RELACIONS ENTRE LA MATERIA ORGANICA I LA MATERIA INORGANICA.

En aquest nou capítol, de caire sintètic, establirem les correlacions existents entre la fracció orgànica i l'inorgànica. I ho farem mitjançant: la definició de les fàcies que hem determinat; l'establiment d'una possible equivalència diagènesi orgànica-inorgànica; i finalment, per tal de poder globalitzar totes les dades, l'aproximació al medi deposicional on és varen formar els sediments d'edat garumniana que s'han anat caracteritzant al llarg de tot el treball.

4.1. FACIES

Cadascuna de les anàlisis realitzades en aquest treball ens han permès, sota diferents punts de vista, caracteritzar progressivament tots els nivells que formen els materials estudiats. El recull i classificació dels mateixos ens ha permès establir les fàcies pròpies de cada sèrie estratigràfica i en definitiva les fàcies que globalment apareixen en cadascun dels sectors estudiats.

Des d'un punt de vista global hem de destacar l'existència de diferents tipus de fàcies: unes totalment inorgàniques; d'altres inorgàniques amb una petita proporció de matèria orgànica, les quals anomenarem mixtes; i finalment les organògenes per excel·lència.

4.1.1. Fàcies Inorgàniques.

Sota el terme de fàcies inorgàniques, incluïm totes aquelles litologies constituïdes exclusivament per matèria mineral; i que es consideren des d'un punt de vista orgànic com a nivells totalment estèrils. S'han detectat dos tipus diferents de litofàcies: les lutític-margoses i les carbonàtiques.

4.1.1.1. Litofàcies lutític-margoses.

Es tracta de sediments constituïts bàsicament per minerals d'argila i grans terrígens de mida argila i/o llim. Quan en aquests sediments la proporció de carbonat càlcic és alta fem referència llavors al terme marga. Al llarg d'aquesta anàlisi hem anat trobant els estats intermedis entre els termes més lutítics i els més carbonàtics. Cal destacar, però, que el perfil Ic corresponent al sector de Trepç és el que té una major component lutítica respecte a tots els demès.

Aquestes litofàcies és caracteritzen per ser massives, sense cap mena d'estructura sedimentària i per presentar-se en nivells tabulars de potència molt variable. Tan sols en les fraccions més lutítiques s'aprecien alguns petits llits sorrencs.

Els termes amb una component més margosa són de color gris i/o gris-blauós; apreciïnt-se, ocasionalment, restes de closques de mol·luscs i petits còssos pirítics. Els nivells de margues grises s'interpreten com sedimentats sota làmina d'aigua, per decantació i en unes condicions força tranquil·les. Ocasionalment, hi ha moments en que les condicions del medi deposicional es tornen anòxiques i altament reducto-

res, coincidint amb la formació dels còssos pirítics.

Els termes més lutífics són de color ocre i/o versicolor. Les lutites versicolors, proporcionalment més abundants que les ocres en els materials estudiats, es caracteritzen per presentar taques de color vermell, groc, verd, etc. distribuïdes de manera irregular o bé formant part d'estructures verticalitzades. Aquest fenomen s'anomena "marmorització", i se li atribueix un origen associat a l'acció dels processos hidromòrfics, lligats a la formació de sòls edàfics, on té lloc la remobilització d'ions de ferro en funció del nivell freàtic. Aquests canvis provoquen en les parts més superficials d'un sòl, alternança de episodis oxidants i reductors. Les lutites versicolors no contenen restes fòssils. Ambdues fraccions lutífiques es localitzen, fonamentalment, a la part superior del Membre Sant Corneli, i és on hem finalitzat el present estudi.

4.1.1.2. Litofàcies carbonatades.

Formen part de les anomenades litofàcies carbonatades tant les constituïdes per precipitació química directa del carbonat càlcic -calcàries micrítiques- com les que el seu origen és "detrític", entenent per detrític els termes de calcàries bioclàstiques.

Els termes carbonàtics es caracteritzen en general per presentar-se en bancs tabulars, força compactats i de caràcter massiu, sense cap mena d'estructura sedimentària interna, a excepció de petites laminacions en alguns nivells concrets de les calcàries micrítiques.

En les calcàries micrítiques cal destacar la presència ocasional d'algún bioclast i/o gra terrígen. L'origen d'aquestes fàcies micrítiques l'interpretem com la sedimentació carbonatada que s'ha produït en zones internes tranquil·les d'un medi lacustre-pantanós, on l'aport de terrígens i bioclastes és pràcticament nul.

En el cas de les calcàries bioclàstiques, són riques en fragments de closques de mol·luscs, carofícies (tiges i ogonis) i ostràcodes dispersos en una matriu micrítica. Microtexturalment -en funció de la proporció de bioclastes- els podem

classificar en una posició intermedia entre els termes "wackestones" i "packestones". A vegades s'entreveu en elles una laminació conseqüència de l'acumulació de les valves dels organismes (foto escaning) alternant de manera subordinada amb nivells micrítics. Accessòriament s'observen petits grans de quars angulòs d'origen terrigen. Des d'un punt de vista genètic, aquests nivells s'interpreten com propis d'ambients lacustres somers, produïts en zones d'aigües dolces amb salinitat aproximada de 5%. tal i com Sbeta (1976 en Platt 1989) afirmà en unes fàcies similars; i on l'aport de terrígens ha estat esporàdic en contraposició a la gran producció de carbonats i bioclastes.

4.1.2. Fàcies Mixtes.

Les fàcies anomenades mixtes són aquelles que estan constituïdes per una component orgànica i una altre inorgànica. Dins d'aquest grup s'inclouen les fàcies: lutítico-margoses organògenes; carbonàtiques amb partícules orgàniques i calcàries organògenes.

4.1.2.1. Fàcies lutítico-margoses organògenes.

Aquestes fàcies són molt semblants a les descrites en l'apartat anterior com a lutítico-margoses, la diferència entre elles és la presència de còssos orgànics.

Els nivells lutítico-margosos organògens es caracteritzen per ser fonamentalment massius, encara que ocasionalment presenten alguna petita laminació; més o menys compactats; i de color gris-fosc a negre.

La fracció orgànica determinada en aquestes fàcies es troba generalment fragmentada i a vegades deteriorada. És tracta majoritàriament de vitrodetrinites, acompanyades per inertodetrinites (incluint-hi en elles els fragments inertinítics no determinables i els de fusinita i semifusinita) i algun cos orgànic fluorescent del grup maceràlic de la liptinita. Conjuntament amb la matèria orgànica hi trobem restes

de closques d'organismes propis d'un ambient d'aigües dolces, com són: mol·luscs, carofícies i ostràcodes; i un major nombre de còssos pirítics (framboïds de pirita).

La gènesi d'aquestes fàcies és semblant a la descrita en les litofàcies de les lutites-margoses. Són el producte de la sedimentació sota capa d'aigües tranquil·les, però de caràcter més reductor que les anteriors, denotat per el major contingut en pirites i l'aparició de matèria orgànica.

4.1.2.2. Fàcies carbonàtiques amb partícules orgàniques.

Aquestes fàcies mixtes estan constituïdes bàsicament per calcàries micrítiques i/o bioclàstiques en les que s'hi troba alguns còssos orgànics. Els bioclastes continuen sent els descrits en les anteriors fàcies. La matèria orgànica s'aprecia en còssos dispersos i es troba, generalment, fragmentada indicant-nos un possible transport curt. Els macerals que identifiquem són: vitrodetrinita, inertodetrinita i alguna liptinita. A diferència de les fàcies carbonàtiques inorgàniques, aquestes presenten un major nombre de pirites (framboïds i/o petits cristalls euhedrals).

L'origen d'aquests nivells és similar al que s'explicava en l'apartat anterior però més proper al continent. Són fàcies pròpies d'aigües dolces d'un medi lacustre poc pregor, no massa allunyat de l'àrea on hi havia vegetació, que va donar lloc als fragments macerals que s'hi troben.

4.1.2.3. Fàcies de calcàries organògenes.

Es tracta de fàcies laminades, força compactades, que constitueixen una perfecta alternança de llits de carbonat i llits enriquits en matèria orgànica, que presenten un color gris clar i negrós respectivament. En general, aquests llits són prims i de potència variable.

Els nivells carbonàtics solen estar constituïts per micrita massiva, que pot englobar restes de closques fòssils, o bé per calcàries bioclàstiques, sent el

contingut faunístic idèntic al que descriuem en els anteriors cassos. Microtexturalment, les calcàries bioclàstiques arriben a vegades a considerar-se com a "grainstones" i/o "wackestones".

Per altra banda, els petits nivells orgànics estan constituïts per macerals fonamentalment del tipus vitrinític i/o inertinític i de manera minoritària per liptinites.

Des d'un punt de vista genètic aquestes fàcies representen petites pulsacions freàtiques en la turbera que originà la fracció orgànica.

4.1.3. Fàcies Orgàniques.

Aquestes fàcies, tal i com el seu nom indica, estan constituïdes bàsicament per matèria orgànica, a vegades acompanyada per restes fòssils fragmentats. Es tracta de dipòsits tabulars, de potència variable (deci-centimètrics) de color negre.

Alguns nivells són estrictament orgànics i estan constituïts per vitrinita, liptinita i/o inertinita, en proporcions variables, com varem veure ja en el capítol de l'anàlisi maceràlica. S'aprecien, també nivells orgànics associats a una certa fracció mineral, formada per nuclis de carbonat micrític globulòs disposats en mig de la fracció orgànica.

Dins les fàcies orgàniques, apreciem de visu els següents litotips de: vitré, claré i fusé.

4.1.3.1. Litotip de vitré.

Els litotips de vitré és caracteritzen per ser homogenis, ja que es tracta de fragments o llits constituïts per un únic reste vegetal (plantes arborescents de talla gran), poc densos i fràgils. En general, els nivells de vitré tenen fractura còncaua i una extensió lateral força important, encara que en ocasions es presenten en forma de lenticions. Són de color negre, lluent, no taquen i el seu aspecte típic és vitri. El vitré es un litotip força abundant en els carbons d'origen húmich com els dels materials del nostre estudi.

El vitrè es forma en períodes d'inundació o en els que hi ha un nivell suficientment alt d'aigua per l'acumulació i cobriment de vegetals i que a la vegada permeti unes condicions anaeróbiques del medi (Tasch, 1960; Smith, 1962).

4.1.3.2. Litotip de claré.

Els litotips de claré presenten una lluentor inferior als de vitrè i continuen sent de color negre, però són més durs. En general, es tracta de bandes amb força continuïtat lateral. El seu aspecte pot ser uniforme o bé presentar un microlaminat, que està produït per l'alternança d'intercalacions mates -corresponents a nivells de fusé- i lluentos -constituïts fonamentalment per vitrè-. Aquest microlaminat se li atribueix a les fluctuacions de les condicions ambientals que tenen lloc en el medi deposicional.

Teichmüller (1952 en Ligouis, 1988) indica que el claré procedent de falgueres és ric en micrinita i pirita singenética que posen de manifest l'existència d'ambients fortament reductors. Aquesta mateixa autora diferencia dos tipus de claré: un ric en espores, al que li atribueix un ambient subaquàtic, i un altre pobre en espores procedent de fusta; que es assimilat al nostre.

Els litotips de claré i vitrè són els més abundants en les mostres analitzades que són pròpies d'un medi húmich.

4.1.3.3. Litotip de fusé.

Els litotips de fusé són els més fràgils de tots els litotips orgànics estudiats. La seva fragilitat es deguda a que són molt porosos i lleugers; fet que conjuntament amb la peculiaritat de que taquen molt, els diferencia dels anteriors litotips. Es caracteritzen per la seva forma de presentació en petits lletions, de mida menor que els nivells de vitrè. En el microscopi s'observa que estan constituïts per fusinita i semifusinita fonamentalment. Aquest litotip és minoritari en els carbons garumnians estudiats.

Tach (1960) considera que les condicions de formació del fusé son atribuïbles a una feble taxa de subsidència i a nivells d'aigua baixos, condicions que permeten l'oxidació d'aquests còssos.

4.2. EVOLUCIO DIAGENETICA ORGANICA I INORGANICA.

En aquest treball hem definit, fins ara, els canvis diagènètics que tenen lloc en les fraccions orgàniques i en les inorgàniques; pasem a establir, tot seguit, les constants d'equivalència que existeixen entre la diagènesi mineral i l'orgànica. Aquesta diagènesi ens permetrà determinar el grau evolutiu dels sediments garumnians en els tres sectors estudiats.

En primer lloc establirem les relacions diagènètiques existents entre la fracció argilosa i la matèria orgànica, en aquesta darrera utilitzarem com a paràmetre de mesura el poder reflector de la vitrinita. En l'apartat de la diagènesi mineral parlarem d'un primer estadi diagènètic en el que es produïa la desaparició de les esmectites, aquest primer estadi es considera que coincideix amb valors de poder reflector de la vitrinita entre 0.40-0.60 % (Heing i Teichmüller, 1974). En el cas dels materials garumnians estudiats podem afirmar que aquesta primera correlació és vàlida, donat que en ells l'existència de esmectita és nul·la, i el poder reflector de la vitrinita es situa dins de l'interval considerat. En el cas del sector de l'Alt Berguedà i de Tremp, encara que la fracció argilosa és minoritària, té un valor significatiu, corroborant així el baix grau evolutiu d'aquests materials. La manca de la fracció argilosa en el sector d'Ager no ens permet relacionar ambdós tipus de fraccions (orgànica i inorgànica) no ens permet establir aquesta apreciació sobre l'estadi evolutiu.

Un altre tipus de correlació entre ambdues fraccions és la que es pot establir entre l'índex de cristallinitat de l'il·lita, que tendeix a augmentar amb l'increment de pressió litostàtica, i l'augment de la reflectància de la vitrinita. En el nostre cas,

donat que la cristallinitat de l'il·lita és baixa, establím que el grau d'evolució dels materials que hem estudiat és poc elevat; afirmació que corroborem amb els valors de reflectàcia de la vitrinita.

La darrera i més novedosa equivalència que s'emprea en aquest tipus d'estudis, entre la matèria orgànica i la mineral, és la presència d'ankerita en relació a la maduresa de la fracció orgànica. Aquest relació entre el ferro dels carbonats (ankerita) i el grau evolutiu de la matèria orgànica l'han establert a través de paràmetres d'espectroscòpia Mössbauer (Shiley i al., 1981; Morup i al., 1985; Nigam i al., 1989). És considera que el contingut en ferro dels carbonats pateix canvis en fondaria, al incrementar la carga litostàtica a la que estan sotmesos, provocant la generació d'ankerita. D'aquesta manera, s'estableix que a major fondaria hi ha més pressió i major formació d'ankerita, a la vegada si el sediment és també ric en matèria orgànica, aquesta es troba més evolucionada quan més alta sigui la pressió a la que ha estat sotmesa. Podem considerar doncs, que si un sediment és ric en ankerita; la matèria orgànica que l'acompanya estarà força evolucionada, el seu rang evolutiu serà alt i en definitiva, es podrà considerar una roca potencialment generadora de petroli o gas. L'estudi del contingut en ferro de les diferents fases minerals és per tant molt important per tal d'establir una relació entre les fases minerals i el grau de maduresa del sediment.

Per aquesta raó hem realitzat d'una forma selectiva un estudi mitjançant l'espectroscòpia Mössbauer de la distribució del ferro en els minerals determinats. La fracció mineral majoritària en els materials garumnians estudiats és carbonàtica (carbonat càlcic), en general són pobres en ferro. La manca ferro s'explica perque en les mostres on determinem un excès de sofre orgànic, formant part de l'estructura orgànica (Làmina VII, foto. 3), no s'ha associat al ferro (perque no n'hi ha) i per tant no es forma pirita. Tanmateix, hem constatat que la proporció d'argiles és baixa, fet que explicaria el poc desprendiment de ferro quan aquestes argiles son transformades sota l'efecte de la pressió litostàtica; això determina també la formació de poca ankerita. En resum, la poca proporció d'ankerita determinada en aquests nivells pot explicar-se per la manca de ferro original o transformat i/o per la poca pressió litostàtica a la que ha estat sotmesos els sediments que ens ocupen. En aquest sentit la manca d'ankerita ha quedat palesa al realitzar l'anàlisi per espectroscòpia Mössbauer. En l'apartat corresponent a la transformació i evolució

orgànica dels materials garumnians afirmavem que eren el resultat d'un enterrament curt i poc profund, o sigui haurien patit una feble pressió litostàtica, lo qual recolçaria la baixa proporció d'ankerita per manca de transformació del carbonat càlcic. Quedaria així doncs establerta la correlació de la diagènesi orgànica-inorgànica.

Alhora d'establir aquesta mena de relacions (diagènesi de la fracció orgànica i inorgànica) cal tenir en compte que l'actuació d'una mateixa variable pot transformar més ràpidament la matèria orgànica que l'inorgànica. Això provoca que en la fracció mineral s'hi poden detectar retards evolutius.

L'equivalència entre l'evolució diagenètica mineral i orgànica en conques que han sofert una subsidència i un gradient geotèrmic normal és difícil d'establir (Robert, 1985). És el cas del sediments garumnians que ens ocupen, els quals ha estat sotmesos a enfonsaments poc profunds i a temperatures poc elevades que els ha permès evolucionar fins al que són: sediments sub-bituminosos.

4.3. APROXIMACIO AL MEDI DEPOSICIONAL

L'intent d'aproximació a l'interpretació de l'ambient deposicional l'hem basat en les anàlisis maceràliques, mineralògiques i de fàcies, ajudats amb l'estudi pal·linològic.

Fem ara un breu repàs de l'interpretació que han fet alguns autors del medi deposicional, empreant diferents mètodes. Tasch (1960 en Goodarzi, 1985) sugereix que la formació dels diferents litotips està directament relacionada amb la taxa de subsidència del medi pantanós on es formà el carbó. Cairncros i Cadle (1988) i Holland i al. (1989) remarquen l'importància de la paleotopografia alhora d'interpretar l'ambient deposicional. Cameron (1972 en Goodarzi, 1985), Harvey i Dillon (1985), Navale i Saxena (1989), Kalkreuth i Leckfe (1989) i Smyth (1989) fan servir la distribució maceràlica i les anàlisis de microlitotips per determinar l'ambient deposicional. Hacquebard i al. (1967 en Goodarzi, 1985) estableixen el medi

deposicional fent servir l'anàlisi petrogràfica i els ambients clàssics de formació de carbó (associen les conques límiques i les paràliques a ambients de tipus lacustre i de lagoon respectivament). Smyth (1979, en Smyth i Cameron, 1982) fa servir com indicadors de paleoambient els diferents grups maceràlics, localitzats tan en els nivells de carbó com en la matèria orgànica dispersa; i els seus microlitotips. Altres autors, com von der Brelie, Hagemann, Wolf, Teichmüller (en Teihmüller, 1989), Miao i al. (1989) i altres, combinen els mètodes petrogràfics amb el pal.linològics per determinar el paleoambient. Bustin (1988) relaciona l'ambient sedimentari original amb els resultats que obté mitjançant anàlisis de tipus geoquímic, com pot ser el contingut en carboni orgànic total i/o l'index d'hidrogen.

En l'aproximació al medi deposicional tindrem en compte cada una de les formacions que constitueixen les fàcies estudiades per separat.

4.3.1. Formació Perles.

En primer lloc la Formació Perles. Es tracta del nivell més baix -de la seqüència garumniana- que hem estudiat, però és poc representatiu. La Formació Perles està constituïda, fonamentalment, per fàcies inorgàniques de tipus margós amb esporàdics restes de closques de mol.luscs; i alguna fàcies mixta amb un contingut molt baix en matèria orgànica. Aquesta, tan sols s'aprecia de manera esporàdica en forma de vitrodetrinita en mig de la matriu inorgànica. Tradicionalment, se li atribueix un origen marí.

4.3.2. Nivell Cementos.

En segon terme el Nivell "Cementos". Està format bàsicament per fàcies mixtes de tipus carbonàtic amb partícules orgàniques. És una mica més ric en matèria orgànica respecte a la formació anterior. Recordem que està constituït per calcàries amb restes de closques de mol.luscs, carofícies, ostràcodes i detritus orgànics terrestres procedents d'un medi continental proper (fragments orgànics de tipus húmich molt poc deteriorats). El contingut pal.linològic d'aquest nivell denota un alta proporció de pol.len (63.4%), del qual un 56.8% són Pityosporites, respecte a les espores (36.6%); això ens indica una ubicació d'aquest nivell més llunyana de

l'ambient continental que els originà. A un conjunt similar Murchison (1987) l'atribueix un origen propi a un ambient d'aigües salobres.

La presència en el Nivell "Cementos" de matèria orgànica derivada de plantes terrestres implica un transport, que comportà aleshores un retrabament dels fragments (vitrodetrinita i inertodetrinita) i cossos orgànics (liptinites: espores, pol·len i resinita). A la vegada, el bon estat de conservació en que s'ha trobat la fracció orgànica ens fa pensar que el continent és molt proper al medi deposicional salobre atribuït a aquest nivell.

4.3.3. Membre Sant Corneli i Formació Tremp.

En tercer lloc tractarem del nivell propiament organogen que correspon: al Membre Sant Corneli, en la Zona del Berguedà, i a la Formació Tremp, que és el seu equivalent en la Zona de Tremp. Ambdues tenen una petrologia i composició similars, constituïda per l'alternança de fàcies inorgàniques, mixtes i orgàniques, que ens indiquen condicions d'acumulació semblants. Aquestes variacions són el resultat de canvis en els factors ambientals al llarg del temps.

Recordem que en el Membre Sant Corneli s'aprecia una forta concentració de fàcies organògenes a la base, constituïda per una alternança de llits de vitrinita i inertinita fonamentalment amb d'altres mixtes i/o inorgànics; mentre que cap a les parts intermitja-alta decreixen els llits organogens i augmenten els trams formats per fàcies mixtes i inorgàniques o estèrils. Finalment, el tram superior d'aquest membre és ja de tipus inorgànic.

La matèria orgànica continguda en les mostres del Membre Sant Corneli i Formació Tremp és essencialment húmica (teixits llenyosos estructurats; cutícules, reïnes, pol·len i espores), d'origen terrestre, i amb escasos components derivats d'algues. La mida de les partícules orgàniques, la seva angulositat i el bon estat de conservació ens indiquen un escàs transport. En l'interpretació del medi deposicional d'aquests nivells, hem de tenir present que la formació dels mateixos està influenciada per molts factors, entre els que destaquen el nivell de la capa d'aigua i la taxa de subsidència de la conca originària. Així doncs, passem a interpretar

interpretar aquest ambient seguint el següent ordre: en primer lloc els macerals de la vitrinita i l'inertinita, en segon terme els liptínitics i finalment els trams estèrils i/o inorgànics.

4.3.3.1. Gènesi de les vitrinites i inertinites.

Els nivells que anomenavem de Tipus I o vitro-inertínitics -formats per una proporció major de vitrinita que d'inertinita- originats en el domini d'una fase ambiental reductora i una oxidant subordinada, ens indiquen un paleoambient húmich atribuïble a una turbera pantanosa (rica en calci), que ha patit períodes de fluctuació de la capa aigua. Els períodes en que aquests nivells de l'aigua han estat alts han permès unes condicions favorables a la preservació dels vegetals amb teixits llenyosos, això explica l'alta proporció de vitrinites respecte els de liptinita i inertinita; i també una absència generalitzada d'oxidació que ha provocat el baix contingut en còssos inertínitics. En aquestes turberes pantanoses es produeix una subsidència i un ràpid cobriment aquós dels teixits llenyosos provocant la seva vitrinització anaeròbica. En ella hi ha un predomini del procés de vitrinització sobre el de fusinització, que corresponen segons Navale i Saxena (1989), en estudis similars, a canvis de les condicions paleodeposicionals a l'interior de la turbera. L'alta proporció de còssos vitrínitics apreciats en els materials d'edat garumniana que ens ocupen, són propis de condicions climàtiques que afavoreixen l'abundança d'arbres grossos amb troncs gruixuts (Teichmüller i Teichmüller 1975, en Renton i Bird, 1988). La gran proporció de vitrinita ens indica episodis on les aigües pantanoses tenien unes condicions anaeròbiques amb la supressió de la degradació bacteriana; evitant així l'existència d'una gran oxidació de la fracció orgànica. Dins d'aquests nivells hi hem apreciat alguns llits rics en gelocol.linita (vitrinita), la seva presència ha estat interpretada en ambients similars (Calder, 1989) com a indicador d'una alcalinització de les condicions ambientals de la turbera, provocant una proliferació de bacteris sulfato-reductors. Els còssos de vitrinita classificats com a corpocol.linita provenen dels troncs de les coníferes. Els trams amb baix percentatge d'inertinita corresponen a moments en que la turbera va tenir una baixa oxigenació.

Per altra banda, els nivells organogènics garumnians que hem definit com a

sobre el de vitrinització- hi ha una fase ambiental dominant oxidant i una subordinada reductora, indicant-nos unes fluctuacions ràpides de les condicions d'oxi-reducció del medi deposicional. En els impulsos d'oxidació del medi, els còssos vegetals s'han inertitzat, bé per unes condicions d'extrema sequera que han provocat la disminució de la capa d'aigua, bé per l'oxigenació que han patit durant el transport els restes vegetals afegits al medi deposicional. Entre mig d'aquests impulsos d'oxigenació, el medi ha patit una humificació progressiva. Chakrabarti (1985) i Navale i Saxena (1989) fan una interpretació similar en els seus treballs. La condició d'extrema sequera de la turbera que va afavorir la formació de les inertinites d'aquest nivell, s'associa a forts canvis climàtics locals o bé a incendis. Alguns autors en paleoambients similars (Collinson i Scott, 1987; Renton i Bird, 1988; Scott, 1989) consideren que els petits nivells de fusinita i possiblement també els de semifusinita poden ser producte d'incendis, en comptes d'una excessiva exposició aeròbica ambiental. Ens inclinem més per la possibilitat de moments de sequera del medi o bé per l'incorporació d'aports exteriors a la turbera, en base a la presència de còssos resinítics no "cremats" en mig dels llits inertínitcs. En aquest nivell tipus II hem trobat, també, llits rics en inertodetrinita, indicant el deteriorament dels còssos inertínitcs originals que interpretem com a moments de turbulència de la pròpia turbera (Given i Miller, 1985).

Continuant amb l'intent d'interpretar l'ambient que va produir cadascun dels macerals determinats en el present estudi, en el cas de la micrinita (macerat del grup de l'inertinita) ens adherim a la proposta interpretativa general que fa Teichmüller (1982), postulant que les inertinites i en especial les micrinites, al contrari que la vitrinita, han patit una intensa oxidació dels teixits de les plantes durant el procés de humificació. De manera, que l'alta degradació aeròbica de les esporinites dóna lloc a la micrinita. Es per això, que en els nivells del nostre estudi on la proporció de micrinita és molt baixa ens indicarà que han patit una mínima degradació aeròbica.

4.3.3.2. Gènesi de les liptinites.

En l'estudi dels materials garumnians que ens ocupen, hem determinat una baixa proporció de macerals liptínitcs (veure anàlisi maceràlica), lo qual pot implicar unes pobres condicions de preservació dels restes vegetals originals. Passem a

unes pobres condicions de preservació dels restes vegetals originals. Passem a establir la gènesi d'aquests macerals, començant pels més abundants i variats que són les resinites.

Recordem que la variabilitat de resinites determinades ha estat mitjançant la seva diferent fluorescència, la qual no és funció del rang evolutiu sino d'una diferent gènesi. Considerem que la reïna, que donarà lloc a les resinites: R₁, R₂, R₃, R₄ i R₅ prové de diferents teixits de plantes; i presenta un quimisme i unes propietats físiques variades en funció del lloc on s'haguin segregat i/o es trobin, fet que provoca la seva diferent fluorescència. Thomas (1969 en Teerman, 1987) determina còssos resinítics similars als garumnians, establint que el genere Agathis (grup de les coníferes localitzat a Nova Zelanda, Malàsia i Filipines) produeix al menys cinc tipus de reïnes químicament diferenciades i localitzades en diferents teixits de la planta. Afirmar, també, que les reïnes d'un gènere específic poden variar químicament sota l'influència de canvis geològics i ambientals. En el nostre estudi, factors similars poden haver influenciat en els còssos resinítics garumnians. La variabilitat botànica de les fàcies deposicionals produeix diferents tipus de reïnes, que tenen una abundància variable durant l'acumulació del carbó. Tanmateix, Volkman (1983 en Teerman, 1987) estableix que les fàcies de coníferes es caracteritzen generalment per l'evolució successiva de la fluorescència dels còssos resinítics del groc-verd al groc; i en els nivells rics en angiospermes pel predomini de la fluorescència taronja. Lapo i Drozdova (1989) consideren que els còssos de resinita corresponen al rebliment del parènquima llenyós de les coníferes. En el nostre estudi atribuïm, doncs, les varietats de resinites: R₁, R₂ i R₃, a una procedència de rebliment del parènquima del teixit llenyós de coníferes, possiblement taxodiàceas (segons Collinson i Scott, 1987, són les dominants a partir del Cretàcic) i les R₄ i R₅ associades a angiospermes.

Pel que fa referència als components suberosos del nostre estudi (suberinita), els hi atribuïm un origen propi de boscos tropicals i comunitats de plantes herbàcees, característic dels carbons Cretàcics i Terciàries (Khorasani, G.K., 1987).

També, des del punt de vista de contingut pal·linològic del Membre Sant Corneli i la Formació Tremp sugereix un clima humit i subtropical durant la deposició del carbó. L'anàlisi pal·linològica mostra una alta proporció d'espores (97.5 %, de les

quals un 85.5% són del tipus Leiotriletes) respecte al pol·len (2.4 %), fet que ens situa en un ambient deposicional propi d'una turbera pantanosa (N. Soler, com. per.), al igual que una mineralogia propia d'aigües dolces.

Ting (en Meyers 1982), Collinson i Scott (1987), i Smyth (1989) afirmen que els còssos vitrínics corresponents al trànsit Cretàcic-Terciari, tal i com és el cas dels materials garumnians que ens ocupen, provenen d'un paleoambient dominat per boscos pantanosos de coníferes (taxodiaceae). Aquests darrers són rics en còssos resinítics com reïnes i làtex, que impregnen els teixits i preserven la descomposició de les esmentades coníferes. A voltes, aquesta impregnació pot rebaixar la reflectivitat de la vitrinita i incrementar l'índex d'hidrògen establert pel mètode de piròlisis rock-eval.

El conjunt orgànic, doncs, és pròpi d'una turbera pantanosa en el contexte d'un ambient tropical humit amb una gran vegetació d'angiospermes i coníferes.

4.3.3.3. Nivells inorgànics.

Des d'un punt de vista mineralògic, la major proporció de mineral d'argila tipus caolinita sobre el contingut en illita i la presència de carbonats considerats com a continentals, ens fa pensar en un ambient d'aigües dolces. Sota aquesta òptica, també la presència de framboids de pirita, ens indica episodis fortament reductors en el medi.

Com ja s'ha fet referència al llarg de tota aquesta memòria, els nivells orgànics es troben alternant amb d'altres d'inorgànics, de potència variable, éssent aquests darrers més abundants i potents cap a sostre del Membre Sant Corneli i Formació Tremp. Així doncs, els interbancs inorgànics ens indiquen episodis en els que la turbera deixa d'actuar solapant la presència de matèria orgànica, i dominant la formació de materials inorgànics. Alguns autors associen a aquest moments a seqüències de plana d'inundació en treballs similars (Littke i Lo Ten Havew, 1989). Els nivells inorgànics són els que contenen vitrinita, liptinita i inertinita microfragmentades (vitrodetrinita, liptodetrinita i inertodetrinita). La seva presència, en aquests llits inorgànics, s'interpreta per l'existència d'un medi oxidant amb una

important agitació i transport.

A manera de resum i amb les dades que disposem podem afirmar que inicialment, els nivells organogens de ambdues zones es caracteritzaven per presentar un ambient -tropical humit- favorable al desenvolupament de vegetals (angiospermes i coníferes) en equilibri amb la subsidència de la conca. Aquest fet va provocar l'alternança de nivells rics en matèria orgànica amb d'altres d'inorgànics. Posteriorment, les condicions es tornarien desfavorables pel desenvolupament de la vegetació, per l'excesiu descens del nivell d'aigua i l'increment de l'influència de sediments clàstics, que provocarien la dissolució de la matèria orgànica (Goodarzi, 1985b). En ambdós sectors -Berguedà i Tremp- es produeix un increment de la matèria mineral cap a sostre del dipòsit per acabar finalment en nivells totalment inorgànics.

CONCLUSIONS

5. CONCLUSIONS.-

Començarem l'enumeració de les conclusions d'aquesta Tesi Doctoral per les que fan referència a la fracció orgànica determinada en aquest estudi:

1. La fracció orgànica reconeguda en els materials garumnians és fonamentalment húmica, amb absència generalitzada d'algues. Està constituïda per macerals de tipus: VITRINITIC (telinita; col.linita: telocol.linita, gelocol.linita, desmocol.linita i corpocol.linita; i vitrodetrinita); LIPTINITIC (cutinita, suberinita, fluorinita, resinita, esporinitas: pol.len i espores, bituminita, liptodetrinita i restes de liptinita algal) i INERTINITIC (semifusinita, fusinita, macrinita, micrinita, esclerotinita i inertodetrinita); además de terpentinita i exudatinita.
2. Dins del grup de la liptinita cal destacar la nombrosa variabilitat de cossos resinítics en el Membre Sant Corneli i Formació Tremp, que posa de manifest la fluorescència. Dins d'aquesta trobem els de color groc-verd, més nombrosos, atribuïbles a coníferes i els taronja a angiospermes.
3. La distribució de la matèria orgànica en els tres sectors estudiats no és uniforme, al igual que la seva disposició en cadascuna de les sèrie estratigràfiques analitzades i depèn de les fluctuacions que esdevenen en el

medi deposicional. Les zones de l'Alt Berguedà i Tremp contenen una fracció orgànica significativa, mentre que en el sector d'Ager, es concentra en un únic nivell, poc representatiu.

4. Els macerals estudiats no es troben aïllats sino que s'associen amb d'altres de diferent grup maceràlic. A partir de l'anàlisi maceràlica hem establert els tipus d'associacions següents:

- en el cas dels nivells orgànics:
 - Tipus I o vitro-inertínitic
 - Tipus II o inerto-vitrínitic
- en quan els nivells inorgànics:
 - Tipus III o carbonàtic
 - Tipus IV o argilós
 - Tipus V o pirític

Des del punt de vista de maduresa o estadi de transformació tèrmica de la matèria orgànica s'han arribat a les següents conclusions:

5. La reflectància de la vitrinita té un comportament regular en totes les sèries, definint-se dos poblacions:

5.1. vitrinites amb reflectància (R) mitja de 0.35 % . Corresponen a les vitrinites mesurades en nivells fonamentalment inorgànics. Aquesta població ha estat determinada en les zones de Tremp (R mitja = 0.33 %) i de l'Alt Berguedà (R mitja = 0.35 %).

5.2. vitrinites amb valors de reflectància (R) de 0.45 %. Aquesta població de vitrinites correspon a les mesurades en els nivells fonamentalment orgànics o carbonosos. A la zona de Tremp aquestes vitrinites han presentat valors de R mitja de 0.44 %, a la zona de l'Alt Berguedà la R mitja ha estat de 0.45 % i finalment al sector d'Ager la R mitja ha sigut de 0.42 %.

Aquests valors quedarien corroborats pels colors de fluorescència

(gros i verds fonamentalment) dels macerals liptinítics.

6. Els valors de reflectància de la vitrinita en els nivells orgànics són superiors als inorgànics (fonamentalment calcàris). I en ambdós cassos sempre són majors en la zona de l'Alt Berguedà respecte als de Tremp.

Els valors de reflectància inferiors en els nivells carbonàtics podrien explicar-se per la menor efectivitat del gradient geotèrmic sobre les restes vegetals originals, motivat per un "efecte curt-circuit" d'aquests nivells carbonàtics que impediria la seva total evolució. El gradient geotèrmic ha tingut un comportament diferencial sobre els cossos orgànics segons el nivell que conté aquests cossos.

7. Pel que fa referència al contingut en matèria volàtil i el poder calorífic, afirmem que en els llits de carbó del Membre Sant Corneli no es pot establir la suposada relació entre la matèria volàtil i la reflectància, ambdós paràmetres no són correlacionables quan la reflectància és menor a 0.50 %. Per altra banda la correlació poder calorífic i reflectància és bona i ens permet classificar els nivells orgànogens garumnians com a carbons sub-bituminosos.
8. Mitjançant el diagrama de ASTM i DIN establím que les mostres garumnianes queden situades bàsicament en l'àrea corresponent als carbons denominats lignit A o sub-bituminosos.
9. El paràmetre geoquímic de maduresa de temperatura màxima té un comportament homogeni en els materials garumnians, oscil·lant al voltant dels 430° C. El conjunt de mostres estudiades ens queda situat a l'àrea limítrof entre la zona inmadura i la de generació de petroli, al voltant de l'anomenada "finestra del petroli".
10. Els valors obtinguts per piròlisi rock-eval: COT, S₁, S₂, IH i IP queden desvirtuats en la present anàlisi i els hi hem atribuït un valor merament indicatiu. Aquesta desvalorització l'atribuim a la seva natura carbonosa, per la qual el calibratge d'aquest mètode no està preparada.

11. Considerem els materials garumnians com a potencials generadors d'hidrocarburs tipus gas si haguessin estat sotmesos a una major temperatura i/o pressió a nivells superiors a 2.500 mts.

Pel que fa referència a la fracció inorgànica establím:

12. La fracció inorgànica es troba en mig de la fracció orgànica (dispersa o reblint cavitats cel.lulars) o bé concentrada en llits de diferent potència. El temps de formació i la seva composició és variable i es relacionen amb l'ambient deposicional.
13. Establím que la fracció inorgànica té una distribució força monòtona i uniforme en les tres àrees, i està constituïda per: silicats (minerals d'argila: caolinita, il.lita i clorita; i quars), sofre orgànic, sulfurs (pirita), carbonats (carbonat càlcic) i sulfats (jarosita i basanita). La fracció carbonàtica és la fonamental.
14. Els carbonats localitzats en aquest estudi son propis d'un ambient d'aigües dolces, precipitats en el propi medi deposicional que originà la turbera. Tan sols els carbonats de la Formació Perles i Nivell "cementos" els hi atribuím un origen marí i salobre respectivament.
15. L'anàlisi per espectroscòpia Mössbauer ens ha permès corroborar el contingut de la fracció inorgànica rica en ferro i determinar l'oxidació natural que es produeix en algunes mostres corresponents d'una antiga mina a cel obert.
16. En el cas dels materials garumnians el grau de transformació de la fracció inorgànica ha estat lleu:

16.1. Els minerals de l'argila han patit una fase diagenètica amb prou força que ha provocat la desaparició de l'esmeçtita, però no ha tingut la potència suficient com per a transformar la caolinita en il.lita. Aquest darrer canvi al igual que el de caolinita a clorita han estat puntuals i poc significatius.

16.2. Les illites determinades en els materials garumnians es troben feblement cristal·litzades.

16.3. La baixa proporció d'ankerita ens indica una pobre transformació del carbonat càlcic.

17. A les zones de l'Alt Berguedà i de Tremp hi ha correlació diagenètica entre la fracció argilosa (desaparició de les esmectites) i la matèria orgànica (reflectància 0.40-0.50%). A la zona d'Ager no s'ha pogut establir aquesta correlació per la manca de fracció argilosa. Una altre correlació diagenètica l'establím amb el baix índex de cristal·linitat de l'il·lita que es correspon amb el baix grau evolutiu dels materials analitzats, els quals han patit pressions litostàtiques poc importants. La darrera correlació l'hem efectuada entre l'anàlisi d'espectrosòpia Mössbauer evidenciant la baixa proporció de transformació de carbonat càlcic en ankerita i la feble evolució orgànica (baixa reflectància i fluorescència).

Les conclusions que hem arribat en el present treball respecte a les caracteritzacions de les fàcies i el medi deposicional han estat:

18. Les fàcies establertes són: inorgàniques (lutític-margoses i carbonàtiques); mixtes (lutític-margoses organògenes, carbonàtiques amb partícules orgàniques i calcàries organògenes); i organògenes (vitre, claré i fusé).
19. Finalment en l'aproximació al medi deposicional concluirem dient:

El Membre Margues de Sant Corneli i la Formació Margues de Tremp presenten petites variacions al llarg del temps, com a resultat de canvis en els factors ambientals. En general, el medi deposicional que les originà era ric en càlci i es tractaria d'una turbera pantanosa d'aigües dolces, on hi havia una bona preservació de teixits llenyosos i fluctuacions del nivell d'aigua que varen provocar l'existència de diferents episodis orgànics i d'altres d'inorgà-

tics. Les condicions climàtiques, propies d' un clima humit i subtropical, afavoririen l'abundància d'angiospermes, arbres amb troncs gruixuts, i boscos de coníferes (taxodiaceae) riques en diferents tipus de resinites. La fluctuació de l'alcalinitat en les condicions ambientals, provocarien una proliferació de bacteris sulfato-reductors. Els interbancs inorgànics indiquen episodis en els que la turbera deixa d'actuar, prescindint de la presència de matèria orgànica, i dominant la formació de minerals.

En ambdúes conques -Berguedà i Tremp- es produeix un increment de la fracció inorgànica cap a sotre del dipòsit per acabar finalment en nivells totalment inorgànics. Aquest esdeveniment, indica un trencament de l'equilibri que fins llavors es mantenia entre la formació de carbó i la subsidència de la conca de sedimentació on és constituïa.

20. La similitud de tots els paràmetres en els tres sectors estudiats suggereix que en el moment de la seva constitució formaven part d'una única conca sedimentària, possiblement emplaçada molt més al nord.

BIBLIOGRAFIA

6. BIBLIOGRAFIA

6.1. BIBLIOGRAFIA REGIONAL

- Clavell, E., Martínez, A. i Vergés, J. (1988): Morfología del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geológica Hispánica*, 23 (2): 129-140.
- Closas Miralles, J. (1948): Los carbones minerales de Cataluña. *Pirineos Publ. Inst. Geol.*, VII, 169 pp.
- Colombo, F.; Cuevas, J.L. y Mercadé, L. (1986): Las facies Garumnienses del flanco sur del sinclinal de Ager. Análisis sedimentológico. *Resum. Com. XI Cong. Español de Sedimt.*, Barcelona, 50.
- Dominguez, V. y Saez, A. (1988): La sucesión con carbón de la cuenca garumniense de Figols-Saldes (Pirineo Catalán). Aspectos tectono-sedimentarios. *Congreso Geológico de España*, Com. vol. 2, 293-296.
- Garrido-Megias, A. (1970): Estudio geológico y su relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en la zona central (Provincias de Huesca y Lérida). *Tesis Doctoral Univ. Granada*, 395 pp.

- Garrido-Megias, A. (1972): Sobre la colocación del Manto del Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente del "manto del Montsec" (vertiente surpirinaica, provincia de Huesca y Lérida). Bol. Geol. Min. de España, 133: 242-248.
- Garrido-Megias, A. (1973): Sobre la posibilidad de un efecto combinado de compresión-distensión como causa-origen del Manto del Montsec (vertiente meridional pirinaica). Bol. Geol. Min. de España, 84: 303-311.
- Garrido-Megias, A. y Rios, L. (1972): Síntesis del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida). Bol. Geol. y Min., 133 (1): 1-47.
- García-Veigas, J. (1988): La Formación evaporítica de la Facies Garumniense de la Conca de Tremp (Lleida). Petrología, geoquímica y sedimentología. Tesis de Licenciatura. Univ. Autònoma de Bellaterra. 175 pp.
- I.G.M.E. (1987): Síntesis geológico-minera de los carbones del NE peninsular. Inf.Int., v. 6.
- Leymerie, A. (1862): Explication de la coupe des Pyrénées centrales. Bull. Soc. Geol. France, 2, 19: 1159-1163.
- Liebau, A. (1973): El Maastrichtiense lagunar (Garumniense) de Isona. XIII Col. Europeo de Micropaleont., 87-112 pp.
- Martínez, A.; Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1988): Secuencias de progradación del sistema de cabalgamientos de la terminación oriental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. Acta Geol. Hispánica, 23 (2): 119-128.
- Mey, P.H.W.; Nagtegaal, P.J.C. et al. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. Leidse Geol. Med., 41:221-228.
- Moeri, E. von (1977): Oberkretazische schelfsedimente in der Zentralpyrenaen zwischen Río Segre und Llobregat. Ecolage Geol. Helv.70(1): 193-235.
- Muñoz, J.A.; Martínez, A. & Vergés, J. (1986): Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. J. Struct. Geol., 8 (3/4): 399-405.
- Mutti, E.; Rosell, J.; Allen, G.; Fonesu, F. and Sgavetti, M. (1985): The Eocene Baronia tide-dominated delta-shelf system in the Ager basin. 6 th European Reg. Meet. of Sed. IAS. Excursión 12 Guidebook. Lleida, 579-600.
- Pons, J.M. (1977): Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos del Cretácico superior del prepirineo de la provincia de Lérida. Pub. de Geol. Univ. Autònoma de Barcelona, 3:1-105.
- Porta, J. de; Kedves, M.; Solé, N. y Civis, J. (1985): Palinología del Maastrichtiense del Barranco de la Posa (Lérida, España). Problemática regional. Rev. Inv. Geol., 40:5-28.
- Puigdefàbregas, C. and Souquet, P. (1986): Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Terra Cognita, 5: 119.

- Rosell Sanuy, J. (1965): Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida). Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.
- Rosell Sanuy, J. (1969): Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida). Inst. Estud. Pirinaicos (CSIC), 21: 9-225.
- Rosell Sanuy, J. i Carme Llompарт Díaz (1988): Guia geològica del Montsec i de la Vall d'Ager. Ed. Montblanc-Martín. 168 pp.
- Saavedra, J.L. (1964): Microfacies del Secundario y Terciario de la zona Pirenaica española. Mem. y Com. IGME, 65.
- Seguret (1972): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Pub. USTELA, sér. Géol. Struct., 2. Montpellier.
- Simó, A. (1985): Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central). Tesis Doctoral. Univ. Barcelona.
- Solé de Porta, N. y De Porta, J. (1984): Etat actuel des connaissances palynologiques du Tertiaire de l'Espagne. Rev. de Paléobiol., volc. spec., 209-219.
- Solé Sugrañes, L. (1971a): Estudios geológicos del Prepirineo entre los ríos Segre y Llobregat. Tesis Doctoral. Univ.Barcelona. 495 pp.
- Solé Sugrañes, L. (1971b): Estudio geológico del Prepirineo Español entre los ríos Segre y Llobregat. Acta Geol.Hisp., VI(1):8-12.
- Vergés, J. y Martínez, A. (1978): Informe geológico del sector "Figols les Mines". Inf.Int., 42 pp
- Vergés, J. y Martínez, A. (1988): Corte compensado del Pirineo oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento. Acta Geológica Hispánica, 23 (2): 95-106.
- Vidal, L.M. (1875): Geología de la provincia de Lérida (Región central). Bol. Com. Mapa Geol. de España, 2: 273-349.

6.2. BIBLIOGRAFIA GENERAL

- Agus, M. (1981): Studio petrografico del carbone della miniera di Seruci (Sardegna Sud-Occidentale). Comm.SIMP di Cagliari., 20 pp.
- Alpern, B. (1959): Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons Français. Thèse Doctoral Paris.
- Alpern, B. (1970): Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires. Rev.Inst.Français du Pétrole, 25: 1233-1252.
- Alpern, B. (1973): Distinction optique entre gélinite-collinite (charbons) et bitumes-kéraitumes. C.R. Acad. Sc. Paris, 272: 1717-1720.
- Alpern, B. (1975): Pétrographie de la matière organique des sédiments, relation avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier. Coll. Int. Septembre 1973, Paris: Ed. CNRS.
- Alpern, B. (1976): Fluorescence et réflectance de la matière organique dispersée et évolution des sédiments. Bull. Centre Rech. PAU-SNPA, 10(1): 201-220.
- Alpern, B. (1980): Pétrographie du kérogène. Kerogen (Ed.) Technip Paris, 11: 339-383.
- Alpern, B. (1987a): Applications de la pétrographie des organoclastes à l'histoire géologique et thermique des bassins sédimentaires carbonés. Mém. Soc. Géol. France, 151: 55-75.
- Alpern, B. (1987b): Some reflections on coal petrology and coal classification. Adv.Stud.Sydney Basin 21st. Newcastle Symp., 27-35 pp.
- Alpern, B. and Cheymol, D. (1978): Réflectance et fluorescence des organoclastes du Toarcien du Bassin de Paris en fonction de la profondeur et de la température. Rev.Inst.Français du Pétrole, 33(4): 515-535.
- Alpern, B.; Nahuys, J. and Martinez, L. (1984): Mineral matter in ashy and non-washable coals - its influence on chemical properties. Com. Serv. Geol. Portugal, 70(2): 299-317.
- Alpern, B.; Lemos de Sousa, M.J. and Flores, D. (1989): A progress report on the Alpern Coal Classification. Int. J. Coal Geol., 13: 1-19.
- American Society of Testing and Materials (1981): Annual book of ASTM standards; (Part 26), American Society of Testing and Materials, Philadelphia, Pennsylvania, 5 pp.
- Ammossov, I.I. and Ermakov, V.P. (1950): Microscopie lumineuse des charbons sapropéliques. Doklady Akademii Nauk SSSR.
- Bancroft, G.M. (1973): Mössbauer Spectroscopy. An introduction for Inorganic Chemists and Geochemists. London. McGraw Hill Book Co.

- Barker,C.(1974): Pyrolysis techniques for source-rock evaluation. A.A.P.G.Bull., 58(11): 2349-2361.
- Barnes,M.A., Barnes, W.C. and Bustin, R.M.(1984): Chemistry and evolution of organic matter. Geoscience Canada, 11(3): 103-114.
- Batten,D.J.(1980): Use of transmitted light microscopy of sedimentary organic matter for evaluation of hydrocarbon source potencial. IV Int. Palynol. Conf. Lucknow (India), 2: 589-594.
- Batten,D.J.(1981): Palynofacies, organic maturation and source potential for petroleum. En: J. Brooks (Ed.), London: Academic Press Inc.
- Batten,D.J.(1982): Palynofacies, paleoenvironments and petroleum. Jour.Micropaleontol., 1: 107-114.
- Barrabé, L. and Feys, R. (1965): Géologie du charbon et des bassins houillers. Ed. Masson & Cie. 229 pp.
- Bekir,H.(1984): Diagenèse de la matière organique dans les sédiments albo-aptiens des chaines subalpines méridionales (Sud-Est de la France). Caractérisation physico-chimique des palynofaciès. Thèse Docteur. Univ. Orleans.
- Bellet,J., Oudin, J.L., Favero, V. and Pasega, R.(1982): Analyse optique de la matière organique du Quaternaire sondage CNR VE-1, VENSE. Rev.Inst.Français du Pétrole, 37(5): 587-598.
- Berner,R. A. (1984): Sedimentary pyrite formation: an update. Geochim. Cosmoch. Acta, 48: 605-615.
- Bertrand, P. (1986): Petrologie Organique et Hydrocarbures. These Univ. Orleans.
- Bertrand, P., Berube, J.C., Heroux, Y. and Achab, A.(1985): Petrographie du kerogene dans le Paleozoique inferieur: methode de preparation et exemple d'application. Rev.Inst.Français du Pétrole, 40(2): 155-167.
- Blanquart, P. et Meriaux, E. (1975): Etude comparative du pouvoir réflecteur des veines, passées, veinules, filets et grains de matière organique dispersée dans quelques sédiments du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais. Coll. Internat.: Pétroq. Org. et Potentiel Pétrolier, 27-48 pp. Ed. CNRS. Paris.
- Bostick, N.H.(1971a): Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. Geoscience and Man, 3: 83-92.
- Bostick, N.H.(1971b): Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). 7em Congrès Int. de Stratigraphie et Geol. du Carbonifère, 2: 183-193.
- Bouska, N. (1981): Coal science and technology 1: Geochemistry of Coal. Ed. Elsevier, 284 pp.
- Bréhéret, J.G., Caron, M. and Delamette, M.(1985): Niveaux riches en matiere organique dans l'Albien vocotien; quelques caracteres du paleoenvironment; essai d'interpretation genetique. En: les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt. Docum.Bur.Rech.Géol.Min., 110: 141-191.

- Brown, H.R., Cook, A.C. and Taylor, G.H. (1964): Variations in the properties of vitrinite in isometamorphic coal. Fuel, 43: 111-124.
- Bustin, R.M. (1986): Organic maturity of late Cretaceous and Tertiary coal measures, Canadian Arctic Archipelago. Int. J. Coal Geol., 6: 71-106.
- Bustin, R.M. (1988): Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: origin of source rocks in a deltaic environment. A.A.P.G. Bull., 27(3): 277-298.
- Bustin, R.M.; Cameron, A.R.; Grieve, D.A. & Kalkreuth, W.D. (1985): Coal Petrology its principles, methods, and applications. Geol. Assoc. of Canada. Short Course Notes, 3: 230 pp.
- Bustin, R.M. and England, T.D.J. (1989): Timing of organic maturation (coalification) relative to thrust faulting in the southeastern Canadian Cordillera. Int. J. Coal Geol., 13: 327-339.
- Bustin, R.M. and Lowe, L.E. (1987): Sulphur, low temperature ash and minor elements in humid-temperature peat of the Fraser River Delta, British Columbia. J. Geol. Soc. London, 144: 435-450.
- Bustin, R.M. and Moffat I. (1989): Semianthracite, anthracite and meta-anthracite in the central Canadian Cordillera: their geology, characteristics and coalification history. Int. J. Coal Geol., 13: 303-326.
- Bustin, R.M. and Macauley, G. (1988): Organic petrology and rock-eval pyrolysis of the Jurassic Sandilands and Ghost creek formations, Queen Charlotte Islands. Bull. of Canadian Petroleum Geol., 36 (2): 168-176.
- Brown, H.R.; Cook, A.C. and Taylor, H. (1964): Variations in the properties of vitrinite in isometamorphic coal. Fuel, 43(1):111-124.
- Cairncross, B. and Cadle, A.B. (1988): Paleoenvironmental control on coal formation, distribution and quality in the Permian Vryheid formation, East Witbank Coalfield, South Africa. Int. J. Coal Geol., 9: 343-370.
- Calder, J.H. (1989): Mechanisms of peat formation in a piedmont in land river mire from the Westphalian B of the Cumberland basin, Nova Scotia. Congres Orleans paper n° 12.
- Cardott, B.J. and Lambert, M.W. (1985): Thermal maturation by vitrinite reflectance of Woodford shale, Anadarko basin, Oklahoma. A.A.P.G. Bull., 69(2): 1982-1988.
- Carolyn, L. and (1987): Int. Journal of Coal Geol., 7: 85-104.
- Carroll, D. (1958): Role of clay minerals in the transportation of iron. Geochim. Cosmochim. Acta, 14: 1-27.
- Casagrande, D.J. (1987): Sulphur in peat and coal. En Scott, A.C. (ed) Coal and Coal-bearing strata: recent advances. Geol. Soc. Spec. Publ., 32: 87-105.
- Casagrande, D.J.; Siefert, K.; Berschinski, Ch. i Sutton, N. (1977): Sulfur in peat-forming systems of the Okefenokee swamps and Florida Everglades: origins of sulfur in coal. Geoch. Cosmoch. Acta, 41: 161-167.

- Chakrabarti, N.C. (1985): Petrography rank and depositional environment of certain coal seams, Saharjuri Coalfield, Santhal Parana Distric, Bihar. Indian Miner., 39 (1): 12-27.
- Chandra, D. (1965): Reflectance of Indian Coals. Q. J. Geol. Min. Metals. Soc. India, 37: 1.
- Chandra, D. and Chakbabarti, N.C. (1989): Coalification trends in Indian coals. Int. J. Coal Geol., 13: 413-435.
- Chao, E.C.T.; Minkin, J.A. and Thompson, C.L. (1982): Application of automated image analysis to coal petrography. Int. J. Coal Geol., 2: 113-150.
- Chung, F.H. (1974a): Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix flushing method for qunatitative multiomponent analysus. J. Appl. Cryst., 7: 519-525.
- Chung, F.H. (1974b): Quantitative interpretation of X-ray diffraction of mixtures. II. Adiabatic principle of Xay diffraction analysisi of mixtures. J. Appl. Cryst., 7: 526-531.
- Chung, F.H. (1975): Quantitative interpretation of X-ray Diffraction of mixtures. III. Simultaneous determination of a set of reference intensities. J. Appl. Cryst., 8: 17-19.
- Claret, J.; Jardine, S. et Robert, R. (1981): La diversité des roches mères pétrolières: aspects géologiques et implications économiques a partir de quatre exemples. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitaine, 5(2): 383-417.
- Clementz, D.M., Demaison, G.F. and Daly, A.R. (1979): Well site geochemistry by programmed pyrolysis. Offshore Technology Conference 3410: 465-471.
- Cohen, A.D.; Spackman, W. and Raymond Jr., R. (1987): Interpreting the characteristics of coals seams from chemical, physical and petrographic studies of peat deposits. From Scott Ed.: Coal and Coalearing Strata: Recent Advances Geol. Soc. Sp. Publis, 32: 107-124.
- Combaz, A. (1975). Essai de classification des roques carbonées et des constituants organiques de roques sedimentaires B.Alpern (Ed):Petrographie de la matière organique des sediments relations avec la paleotemperature et potentiel petrolier. Paris: CNRS, 93pp.
- Collinson, M.E. and Scott, A.C. (1987): Implications of vegetacional change throug the geological record on models for coalorming environments. From Scott (Ed.): Coal and Coal-bering strata. Recent Advances Geol. Soc. Spc. Publics., 32: 67-75.
- Cook, A.C.; Hutton, A.C. and Sherwood, N.R. (1981): Classification of oil shales. Bull. Cen. Recher. Expl.rod. ELF-Aquitaine, 5: 353-381.
- Corrêa da Silva, Z.C. (1989): The rank evaluation of South Brazilian Gondwana coals on the basis of different chemical and physical parameters. Int. J. Coal Geol., 13:219.
- Correia, M. (1969): Contribution a la recherche de zones favorables a la genese du petrole. Rev.Inst.Français du Pétrole, 24 (2): 1418-1454.
- Correia, M. and Peniguel, G. (1975): Etude microscopique de la matière orqanique, ses aplications a la exploration pétrolière. Bull.Cent.Rech.Explor.Elif-Aquitaine, 2: 99-127.

- Cressey, B.A. and Cressey, G. (1988): Preliminary mineralogical investigation of Leicestershire low-rank coal Intern. J. of Coal Geol., 10: 177-191.
- Daumas, R.A. (1976): Modifications des constituants organiques dans la couche superficielle des sediments marins: Mineralisation et diagenese Bull.Cent.Rech.Explor. Elf-Aquitaine, 10: 149-158.
- Denffer, D. van, Ziegler, H., Bresinsky, A. y Ehrendorfer, F. (1985) traduida per Bolós, O. (1988): Tratado de Botánica. Ed. Omega.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. and Zussman, J. (1988): An introduction to the rock forming minerals. Hong Kong. Longman.
- Donosoro, C.; Gonzalez-Prado, J. y Guerrero, A.G. (1988): Estudio geoquímico y petrográfico de rocas biyuminosas del sondeo Garai-I (Vizcaya, España). Geociencias, Aveiro, 3: 165-177.
- Dulhunty, J.A. (1954): Geological factors in the metamorphic development of coal. Fuel, 33 (2): 145-152.
- Dunoyer, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. Sedimentology, 15: 281-246.
- Durand, B. (1975): Indices optiques, potentiel petrolier et histoire thermique des sediments. En: B.Alpern (Ed.): Petrographie de la matiere organique, 205-206.
- Durand, B. (1980): Kerogen. Paris: Editions Technip, 0-519 pp.
- Durand, C.; Boulet, R. and Durand, B. (1982): Formation of methane and hydrocarbons by pyrolysis of immature kerogens. Geoch. Cosmoch. Acta 46: 1193-1202.
- Durand, B.; Alpern, B.; Pittion, J.J. and Pradier, B. (1986): Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments. Thermal modeling in sedimentary basins. 1st IFP Exploration Research Conference Carcans, France. Ed. Technip.
- Ebukanson, E.J., and Kinghorn, R.R.F. (1985): Kerogen facies in the major Jurassic mudrock formations of Southern England and the implication on the depositional environments of their precursors. Jour. Micropalaeontol., 8(4): 435-462.
- Espitalié, J. (1983): Source-rock characterization by pyrolysis. In: OAPEC-IFP (Ed.) IFP, 26pp.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. (1985a): La pyrolyse rock-eval et ses applications. 1 Partie. Rev. Inst. Franc. Petrole, 37-40 (5): 563-579.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. (1985b): La pyrolyse rock-eval et ses applications. 2 Partie. Rev. Inst. Franc. Petrole, 40 (6): 563-579.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. (1986): La pyrolyse rock-eval et ses applications. 3 Partie. Rev. Inst. Franc. Petrole, 41 (1): 7-39.

- Espitalié, J., Durand, B., Roussel, J.C., et al. (1973): Etude de la matière organique insoluble (kerogène) des argiles du Toarcien du Bassin de Paris (deuxième Partie). Rev. Inst. Franc. Pétrole, 28: 3-76.
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M. et al. (1977a): Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Franc. Pétrole, 37: 2-32.
- Espitalié, J., Madec, M. et Pages, L. (1980): Nouvelle méthode de détection des indices d'huile et de gaz à partir de l'analyse des déblais en suivi de forage. Gas Sem., 6/8.
- Espitalié, J., Madec, M., Tissot, B. et al. (1977b): Source-rock characterization method for petroleum exploration. Offshore Technology Conf., 29-35.
- Espitalié, J., Marquis, F. and Barsony, I., (1983): Geochemical logging. I international Symp. Analytical Pyrolysis.
- Flaig, W. (1968): Biochemical factors in coal formation. Coal and Coal Bearing-Strata, 197-232.
- Flier-Keller van Der, E. and Fyfe, S.W. (1988): Relationships between inorganic constituents and organic matter in a northern Ontario lignite. Fuel, 67: 1048-1052.
- Frey, M.; Teichmüller, M.; Teichmüller R.; Mullis, J.; Künzi, B.; Breitschmid, A.; Gruner, U. and Schwizer, B. (1980): Very low grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. Eclogae geol. Helv., 73(1): 173-203.
- Galopin, R. and Henry, N.F.M. (1972): Microscopic study of opaque minerals. Heffer Cambridge.
- García-Vallés, M. (1985): Estudio petrográfico de la materia orgánica de la Formación Armàncies, Eoceno del Prepirineo catalán. Tesis Licenciatura. Univ. Barcelona, 90 pp.
- García-Vallés, M. (1986): Caracterización de las rocas madre de petróleo del Noreste de la Península Ibérica. Inf. Chevron Oil Comp. Spain (inédito), 68 pp.
- García-Vallés, M., Prado, J.G. y Permanyer, A. (1985): Caracterización petrográfica de la materia orgánica en la Formación Armàncies (Eoceno), Prepirineo Catalán. Rev. d'Investig. Geol., 41: 23-40.
- García-Vallés, M. (1989): Etude de la matière organique du Lias dans la partie centro orientale des Pyrénées Espagnoles. 6 ème Colloque de Pétrologie Organique, Oviedo, 23-26.
- Gijzel, P. van (1967): Palynology and fluorescence microscopy. Rev. Palaeobotan. Palynol., 2: 49-79.
- Gijzel, P. van (1975): Polychromatic UV-fluorescence microphotometry of fresh and fossil plant substances with special reference to the location and identification of dispersed organic material in rocks. Alpern Ed. CNRS, 672.
- Given, P. and Miller, R.N. (1985): Distribution of forms of sulfur in peats from saline environments in the Florida Everglades. Int. J. Coal Geol., 5: 377-409.

- Gluskoter, H.J. and Saimon, J.A. (1968): Sulfur in Illinois coals. Ill. St. Geol. Surv. Circ., 432: 1-28.
- Goodarzi, F. (1985a): Reflected light microscopy of chitinozoan fragments. Marine And Petroleum Geol., 2: 72-78.
- Goodarzi, F. (1985b): Organic petrology of Hat Creek Coal deposit. Inter. Jour. Coal Geol., 5(4): 377-396.
- Goodarzi, F. (1987a): Comparison of reflectance data from various macerals from sub-bituminous coals. Journal of Petroleum Geology, 10(2): 219-226.
- Goodarzi, F. (1987b): Reflectance and petrology of a burning bituminous coal seam. Fuel, 66: 1073-1078.
- Goodarzi, F.; Davies, G.R.; Nassichuk, W.W. and Snowdon, L.R. (1987a): Organic petrology and rock-eval analysis of Lower Carboniferous Emma Fiord Formation in Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. Marine and Petrol. Geol., 4: 132-145.
- Goodarzi, F.; Davies, G.R.; Nassichuk, W.W. and Snowdon, L.R. (1987b): Exsudatinite in Carboniferous oil shales from Arctic Canada. Fuel, 66: 771-773.
- Goodarzi, F.; Brooks, P.W. and Embry, A.F. (1989): Regional maturity as determined by organic petrography and geochemistry of the Schei Point Group (Triassic) in the western Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. Marine and Petrol. Geol., 6: 290-302.
- Goodarzi, F.; Nassichuk, W.W. and Snowdon, L.R. (1987): Organic petrology and rock eval analysis of the lower Carboniferous Emma Fiord Formation in Sverdrup basin, Canadian Arctic Archipelago. Marine and Petroleum Geology, 4(2): 132-145.
- Goodarzi, F.; Snowdon, L.R.; Gunther, P.R., et al. (1985): Preliminary organic petrography of Paleozoic rocks from the Grand Banks, Newfoundland. Marine And Petroleum Geol., 2: 254-259.
- González Prado, J.J. (1972): Microscopia de carbonos oxidados. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo, 150 pp.
- Gray, J. (1960): Fossil chlorophycean algae from the Miocene of Oregon. Journal of Paleontology, 34(3): 453-463.
- Guthrie, J.M.; Houseknecht, D.W. and Johns, W.D. (1986): Relationships among vitrinite reflectance, illite crystallinity and organic geochemistry in Carboniferous Strata Ouachita Mountains, Oklahoma and Arkansas. A.A.P.G.Bull., 70(1): 26-33.
- Harvey, R.D. and Dillon, W.J. (1985): Maceral distributions in Illinois coals and their paleoenvironmental implications. Int. J. Coal Geol., 5: 141-165.
- Hatch, J.R.; Gluskoter, H.J. and Lindahl, P.C. (1976): Sphalerite in coals from the Illinois basin. Econ. Geol., 71: 613-624.

- Heing, D. et Teichmüller, M. (1974): La limite montmorillonite-interstratifiés et sa relation avec la houillification dans la Série Grise oligocène du Fossé Rhénan. Fortschr. Geol. Rheinl. Westfal., 24 i Bur. Rech. géol. min., trad., n° 5477, 139-158.
- Herbin, J.P. and Deroo, G. (1979): Etude sedimentologique de la matière organique dans les argiles noires cretaces de l'Atlantique Sud. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 75: 71-87.
- Hill, P.A.; Nandi, B.S. and Sinclair, P.D. (1980): Petrographic constituents and mineral matter in Hat Creek Coal their effects on combustion. Geol. Assoc. Canada (Halifax). Abs., 60 pp.
- Holland, M.J.; Cadle, A.B.; Pinheiro, R. and Falcon, R.M.S. (1989): Depositional environments and coal petrography of the Permian karoo sequence: witbank coalfield, South Africa. Int. J. Coal Geol., 11:143-169.
- Huc, A.Y. (1978): Geochemie organique des schistes bitumineux du Toarcien du bassin de Paris. Tesi Doctoral, Univ. Strasbourg. 140 pp.
- Huc, A.Y. (1983): Kerogen types and evolutionary changes with increasing burial depth. OAEPC-IFR Workshop, 12-15 Des. 1983.
- Hutton, A.C. (1984): Geology of oil shale deposits within the Narrows Graben, Queensland, Australia: Discussion. A.A.P.G. Bull., 68(1): 1055-1057.
- Hutton, A.C. (1987): Petrographic classification of oil shales. Inter. Journal of Coal Geology, 8(1): 203-231.
- Hutton, A.C. and Cook, A.C. (1980): Influence of alginite on the reflectance of vitrinite from Joadja, NSW, and some other coals and oil shales containing alginite. Fuel, 59: 711-717.
- I.C.C.P., (1963): International Handbook for Coal Petrography. 2Ed. CNRS.
- I.C.C.P., (1971): International Handbook for Coal Petrography. 2Ed. CNRS.
- I.C.C.P., (1975): International Handbook For Coal Petrography. 2Ed. CNRS.
- I.S.O., (1975) 7404/5: Methods for the petrographic analysis of bituminous coal and anthracite part 5. Method of determining microscopically the reflectance of vitrinite.
- Jacob, H. (1953): Bergakademia, Beiheft Freiburger Forsch. Reihe A. II S, 28-35.
- Jacob, H. (1964): Neue erkenntnisse auf dem gebiet der lumineszenzmikroskopie fossiler brennstoffe. Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., 12:569-588.
- Jonathan, D.; Le Tran, K.; Oudin, J.L. et al. (1976): Les methodes d'etude physico-chimiques de la matiere organique. Bull. Cent. Rech. Explor. Elf-Aquitaine, 10: 89-108.
- Jones, F.W.; Majorowick, J.A. and Osadetz, K.G. (1986): The relationship of hidrocarbon occurrences to geothermal gradients and time-temperature indicis in Mesozoic formations of Southern Alberta. Bull. of Canadian Petroleum Geology, 34(2): 226-239.

- Kalkreuth, W. and Leckie, D.A. (1989): Sedimentological and petrographical characteristics of Cretaceous strandplain coals: a model for coal accumulation from the North American Western Interior Seaway. Int.J. Coal Geol., 12(1-4): 381-424.
- Karweil, J. (1975): The determination of paleotemperatures from the optical reflectance of coaly particles in sediments. Coll. Inter. Petrogr. M.O. CNRS, 195-203.
- Kemezys, M. and Taylor, G.H (1964): Occurrence and distribution of minerals in some Australian coals. Fuel, 37: 389-397.
- Khorasani, G.K. (1987): Oil-phenol coals of the Walloon coals measures, Surat Basin, Australia. From Scott Ed.: Coal and Coalbearing Strata: Recent Advances Geol. Soc. Sp. Publis, 32: 302-310.
- Kisch, H. J. (1980): Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Tavayanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. Eclogae geol. Helveticae, 73:753-777.
- Kinghorn, R.R.F. and Rahman, M. (1983): Specific gravity as a kerogen type and maturation indicator with special reference to amorphous kerogens. Journal of Petroleum Geology, 6(2): 179-194.
- Krevelen, D.W. van (1981): Coal. Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 514 pp.
- Kübler, B.; Pittion, J.L.; Heroux, Y.; Charollais, J. and Weidmann, M. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute Savoie). Eclogae. Geol. Helv., 72(2): 313-346.
- Laggoun-Défarge, F. (1989): Diagenèse de la matière organique des séries paléozoïques des bassins de Sbaa (Algérie). Aspects géochimiques et pétrologiques. Bull. Soc. Géol. France, 8 (5): 957-966.
- Lapo, A.V. and Drozdova, I.N. (1989): Phyterals of humic coals in the U.S.S.R. Int. J. Coal Geol., 12(1-4): 477-510.
- Largeau, C.; Bertrand, P.; Fourmont, P.; Derenne, S. et Casadevall, E. (1989): Etude de trois torbanites par microspectrofluorimétrie: contribution des différentes fractions constitutives dans la fluorescence totale; corrélations avec la structure chimique; relations avec le degré de maturation. Bull. Soc. Géol. France, 8 (5): 993-999.
- Ligous, B. (1988): La grande couche de Bourran du bassin Stéphanois de Decazeville (Aveyron). Pétrologie et environnements de dépôt du charbon. Thèse Doctoral, Univ. Orleans. 341 pp.
- Littke, R. and Lo Ten Have, H. (1989): Paleoecologic trends and petroleum potential of Upper Carboniferous coal seams of western Germany as revealed by their petrographic and organic geochemical characteristics. Int. J. Coal Geol., 13: 529-574.
- Lyons, P.C.; Palmer, C.A.; Bostick, N.H.; Fletcher, J.D.; Dulong, F.T.; Brown, F.W.; Brown, Z.A.; Krasnow, M.R. and Romankiw, W. (1989a): Chemistry and origin of minor and trace elements in vitrinite concentrates from rank series from the eastern United States, England

- and Australia. Int. J. Coal Geol., 13: 481-527.
- Lyons, P.C.; Whelan, J.F. and Dulong, F.T. (1989): Marine origin of pyritic sulfur in the Lower Bakersfown coal bed, Castleman coal field, Maryland (USA). Inter. J. of Coal Geol., 12 (1-4): 329-348.
- Machhour, L. and Oudin, J.L. (1985): Origin and deposition processes of the organic matter of the Albo-Aptian sediments from the Southern Magin of the Beausset Syncline (SE France). 6Th. European Regional Meeting IAS Lleida.
- Machhour, L.; Oudin, J.L. and Maurian, A.F. (1985): Contribution a l'etude de la matiere organique a la reconstitution du milieu et des mecanismes sedimentaires des depots de black-shales de l'Albien superieur et du uraconien de la region du Beausset (SE France). En: les couches riches en matiere organique. Docum. Bur. Rech. Géol. Min., 110: 207-213.
- Mackowsky, M.-Th. (1968): Mineral matter in coal; in Murchison, D.G. and Westoll, T.S., editors, *Coal and Coalearing strata*; Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 309-321.
- Mackowsky, M.-Th. (1982): Minerals and trace elements occurring in coals; in Stach, E., Mackowsky, M.h., Teichüller, M.; Taylor, G.H.; Chandra, D. and Teichmüller, R., editors *Coal Petrology*, 3rd Ed. Gebruder Borntraeger, Berlintuttgart, pp. 153-171.
- Marchioni, D.L. (1980): Petrography and depositional environment of the Liddel Seam. Upper Hunter Valley, New South Wales. Int. J. Coal, 1: 35-61.
- Martin Pozas (1968): Analisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos-X. Tesis Doctoral. Univ. Granada.
- Mc. Cabe, P.J. (1984): Depositional environments of coal and coal-bearing strata. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 7: 132.
- Mc. Cabe, P.J. (1989): Tectonic and climatic controls on the global distribution of Cretaceous coals. *Coal Fm. Occurrence and related properties*, key note.
- Mc. Cartney, J.T. and Teichmüller, M. (1972): Classification of coals according to degree of coalification: by reflectance of the vitrinite component. Fuel, 51: 64-68.
- Meyers, R.A. (1982): *Coal Structure*. London Academi Press, 340pp.
- Miao, I.; Qian, L. and Zhang, X. (1989): Peat-forming materials and evolution of swamp sequences-case analysis of Jurassic in land coal basin in China. Int.J. Coal Geol., 12(1-4): 733-765.
- Miller R.N. and Given, P.H. (1987): The association of major, minor and trace inorganic elements with lignites. II. Minerals, and major and minor element profiles, in four seams. Geoch. Cosmoch. Acta, 51 (5): 1311-1322.
- Misra, B.K.; Ahmed, M. and Navale, G.K.G. (1987): Petrological, chemical and depositional aspects of eastern Himalayan coals from Elephant flat area, kameng district, Arunachal Pradesh, India. Int. J. Coal Geol., 8:279-297.

- Morup, S.; Franck, J.; van Wonterghem, J.; Roy-Poulsen, H. and Larsen, L. (1985): Mössbauer spectroscopy study of the chemical state of iron in Danish Mesozoic sediments. Fuel, 64: 528-539.
- Murchison, D.G. (1987): Recent advances in organic petrology and organic geochemistry: an overview with some reflectance to "oil from coal. From Scott Ed.: Coal and Coalbearing Strata: Recent Advances Geol. Soc. Sp. Publis, 32: 257-302.
- Murchison, D.G. and Westoll, W. (1968): Coal And Coal-Bearing Strata. Hedinburgh And Londoni Oliver & Boyd, 387pp.
- Navale, G.K.B. and Saxena, R. (1989): An appraisal of coal petrographic facies in Lower Gondwana (Permian) coal seams of India. Int. J. Coal Geol., 12: 553-588.
- Nicholls, G.D., (1968): The geochemistry of coal-bearing strata. En: Murchinson and Wesoll Ed: Coal and Coal-Bearing Strata, 269-308.
- Nigam, A.N.; Tripathi, R.P.; Singh, H.S.; Gambhir, R.S. and Lukose, N.G. (1989): Mössbauer studies on Ghotaru Well nº 1 of the Jaisalmer Basin. Fuel, 68: 209-212.
- O'Gorman, J.V. and Walker Jr., P.L. (1971): Mineral matter characteristics of some American coals. Fuel, 50: 135-151.
- Ottenjann, K.; Teichmüller, M. et Wolf, M. (1974): Houillification et petrole. Contribution de la petrologie des charbons dans l'exploration du petrole et au gas naturel. Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen Dtsch. Bur.Rech.Geol.Min., 54-77.
- Ottenjann, K., Teichmuller, M. and Wolf, M. (1975): Spectral fluorescence of sporinites in reflected light and their applicability for coalification studies. Coll. Int. Petrogra Matière Organique des Sediments CNRS 1973, 49-65.
- Pelet, R. (1980): Evolution geochimique de la matiere organique. In: B.Durand (Ed.): Kerogen. Edit. Tech., 499pp.
- Palacios, J.M.; Ibarra, J.V.; Marco, J. y Gancedo, J.R. (1989): Estudio de la materia mineral de dos carbonos procedentes de la cuenca minera de Teruel mediante diferentes técnicas analíticas. Bol. Geol. y Min., 100: 149-159.
- Pareek, H.S. (1986): The role of coal petrographic characteristics in evaluating the non-coking nature of the coals of Ramagundan and Kothagudem coalfields, Godavari Valley Basin, Andhra Pradesh, India. Int. J. Coal Geol., 6:181-198.
- Phillips, T.L. and Peppers, R.A. (1984): Changing patterns of Pennsylvanian coal-swamp vegetation and implications of climatic control on coal occurrence. Int. J. Coal Geol., 3: 205-255.
- Pickhardt, W. (1989): Trace elements in minerals of German bituminous coals. Int. J. Coal Geol., 14:137-153
- Platt, N.H. (1989): Lacustrine carbonates and pedogenseis: sedimentology and origin of palustrine deposits from Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain.

Sedimentology, 36: 665-684.

Powell, T.G. (1986): Petroleum geochemistry and depositional setting of lacustrine source rocks. Marine and Petroleum Geol., 3: 200-219.

Powell, T.G.; Floscolos, A.E.; Gunther, P.R. and Snowdon, L.R. (1978): Diagenesis of organic matter and fine clay minerals: a comparative study. Geochem. Cosmochem. Acta, 42: 1181-1197.

Pradell, T. (1988): Apuntes sobre "Espectroscopía Mössbauer" incluido en el curso 5080/88 F2 del Fondo Social Europeo, "Caracterización Tecnológica de Materiales", Universidad Autónoma de Barcelona, Julio 1988.

Pradier, B.; Martinez, L.; Bertrand, P.R. et Pittion, J.L. (1987): Etude de la diagenèse organique dans le bassin de la Mahakam (Indonésie) par les méthodes microfluorimétriques. C.R. Acad. Sci., 304: 1145-1149.

Price, L.C. (1983): Geologic time as a parameter in organic metamorphism and vitrinite reflectance as an absolute paleogeothermometer. Jour. Micropalaeontol., 6: 5-38.

Querol, X.; Chinchón, J.S. y López, A. (1989): Distribución del azufre en los carbones albienses de la cuenca del Maestrazgo. Acta Geol. Hispánica, 24 (1): 2-12.

Querol, X.; Chinchón, J.S. y López, A. (1989): Iron sulfide precipitation sequence in Albian coals from the Maestrazgo Basin, southeastern Iberian Range, northeastern Spain. Inter. Journal of Coal Geol., 11: 171-189.

Radke, M.; Shaffer, R.; Leythaeuser, D. et al. (1980): Composition of soluble organic matter in coals: relation to rank and liptinite fluorescence. Geoch. Cosmoch. Acta, 44: 1787-1800.

Ragot, J.P. (1968): La matière organique des roches ses méthodes d'étude et sa signification en géologie. Bur. Rech. Geol. Min., 68: 1-27.

Rao, C.P. and Gluskoter, H.J. (1973): Occurrence and distribution of minerals in Illinois Coals. Ill St. Geol. Surv. Circ., 476, 56 pp.

Raynaud, J.F. et Robert, P. (1976): Les méthodes d'études optiques de la matière organique. Bull. Centre Rech. PAU-SNPA, 10 (1): 109-127.

Renton, J.J. (1982): Mineral matter in coal. En "Coal Structure". Ed. Meyers, R. p. 283-326.

Renton, J.J. and Bird, D.S. (1988): Petrographic zonation within the Pittsburgh coal. Int. J. Coal Geol., 10: 109-139.

Robert, P. (1979): Classification des matières organiques en fluorescence. Application aux roches-mères pétrolières. Bull. Centre Rech. PAU-SNPA, 3: 223-263. Mem. 8, 345 pp.

Robert, P. (1980): The optical evolution of kerogen and geothermal histories applied to oil and gas exploration. In: B. Durand (Ed.): Kerogen. Paris: Edit. 385-414.

Robert, P. (1981): Classification of organic matter by means of fluorescence; applications to

hydrocarbon source rocks. Int. J. Coal Geol., 1:101-137.

Robert, P. (1983): The optical study of organic matter in translucence, fluorescence for source-rock evaluation. In: OAPEC-IFP (Ed.): Organic Geochemistr, 14pp.

Robert, P. (1985): Histoire géothermique et diagenèse organique. Bull. Cen. Recher. Expl.-Prod. ELF- Aquitaine, mem.8

Robert, P.; Hebin, J.P.; Deroo et al. (1979): L'Atlantique Sud au Cretace d'apres l'etude des mineraux argileux et de la matiere organique. Oceanol. Acta, 2:209-218.

Salehy, M.R. (1986): Determination of rank and petrographic composition of Jurassic coals from Eastern Surat basin, Australia. Int. J. Coal Geol., 6:149-162.

Schochart, M. (1936a): Zur praxis der lumineszenz mickroskopie mit dem epi-kondensor W. Zeissarchr., 2, 1-16.

Schochart, M. (1936b): Zur lumineszenz der steinkohle. Zeiss-Narchr., 2, 2-12.

Schochart, M. (1943): Grundlager und neuere erkenntnisse der angewandten braunkohlenpetrogrsphie. Knapp: Halle, 208 pp.

Schopf, J.M. (1975): Modes of fossil preservation. Rev. Palaeobot. Palynol., 20: 27-53.

Scott, A.C. (1989): Observations on the nature and origin of fusain. Int. J. of Coal Geol., 12: 443-476.

Shiley, R.H.; Cluff, R.M.; Dickerson, R.R.; Hinckley, C.C.; Smith, G.V.; Twardowska, H. and Saporoschenko, M. (1981): Fuel, 60: 732.

Shimoyama, T. (1984): Sulphur concentration in the Japanese Palaeogene coal. En Sedimentology of Coal and Coalearing strata. Spec. Publis. Ass. Sediment., 7: 361-372.

Simoeit, R.T., Brenner, K.E.P., et. al. (1981): Thermal alteration of Cretaceous black shaleby diabase intrusions in the eastern Atlantic-II. Effects on bitumen and kerogen. Geoch. Cosmoch. Acta, 45: 1581-1602.

Slansky, J.M. (1985): Geochemistry of high-temperature coal ashes and the sedimentary environment of the new South Wales coal Australia. Int. J. Coal Geol., 5: 339-376.

Smith, A.H.V. (1962): The palaeoecology of Carboniferous peats based on the miospores and petrography of bituminous coals. Proc. Yorkshire Geol. Soc., 33 (19): 423-474.

Smyth, M. (1989): Organic petrology and clastic depositional environments with special reference to Australian coal basins. Int. J. of Coal Geol., 12(1-4): 635-656.

Smyth, M. and Cameron, H. (1982): Organic petrology and source rock potential of sediments in the Eromanga Bassin, South Australia. Inter. Jour. of Coal Geol., 1: 263-281.

Snowdon, L.R. (1980): Resinite -a potential petroleum source in the Upper Cretaceous/Tertiary of the Beaufort Mackenzie basin. In: Miall, A.D. (ed.) Facts and Principles of Wold Oil

- Occurrence, 50121 pp. Canadian Soc. of Petroleum Geol. Mem. 6. Calgary.
- Snowdon, L.R.; Brooks, P.W.; Williams, G.K. and Goodarzi, F. (1986): Chemical and petrological properties of some liptinite-rich coals from British Columbia. Fuel, 65: 459-472.
- Snowdon, L.R. and Powell, T. (1982): Immature oil and condensate-modification of hydrocarbon generation model for terrestrial organic matter. A.A.P.G. Bull., 66: 775-788.
- Spears, D.A. (1987): Mineral matter in coals, with special reference to the Pennine coalfields. En Coal and Coal Bearing Strata Recent Advances. Geol.Soc.Sp.Publi., 32: 171-185.
- Spears, D. and Caswell, S.A. (1986): Mineral matter in coals: cleat minerals and their origin in some coals from the English Midlands. Int. J. Coal Geol., 6: 107-125.
- Stach, E. (1927): Der Kohreliefschliff, ein neues Hilfsmittel für die angewandte Kohlenpetrographie. Comunic. of Abt. f. Gestein. Erz. Kohle und Salzunters. 2: 75-84.
- Stach, E. (1949): Lehrbuch der Kohlenmikroskopie. Verlag Glückauf: Kettenberg, 285 pp.
- Stach, E. (1966): Der Resinit und seine biochemische Inkohlung. Fortschr. Geol. Rheinl. Westfalen, 13: 921-968.
- Stach, E. (1968): Basic principles of coal petrology: macerals, microlithotypes and some effects of coalification. In Murchinson and Westoll Ed. 38.
- Stach, E. (1969): Fortschritte der auflicht-fluoreszenz-mikroskopie in der Kohlenpetrographie. Freib. Forsch., C-24: 35-55.
- Stach, E. (1982): The microscopically recognizable constituents of coal. En Stach i al. Ed. Coal Petrology; Gebrüder Borntraeger, Berlin/DDR. 87-139.
- Stach, E.; Mackowsky, M.-Th; Teichmüller, M.; Taylor, G.H.; Chandra, D. and Teichmüller, R. (1982): Coal Petrology, 3rd, 535 pp. Gebrüder Borntraeger, Berlin/DDR.
- Stach, E. and Alpern, B. (1966): Inertodetrinit, makrinit und mikrinit. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 11: 969-980.
- Stopes, M.C. (1935): On the petrology of banded bituminous coal. Fuel, 14: 4-13.
- Straszheim, W.E.; Yousling, J.G.; Younkin, K.A. and Markuszewski, R. (1988): Mineralogical characterization of lower rank coals by SEM-based automated image analysis and energy-dispersive X-ray spectrometry. Fuel, 67:1042-1047.
- Suarez Ruiz, I. (1987): Caracterización, clasificación y estudio de la evolución de la materia orgánica dispersa (MOD) en el Jurásico de Asturias y Cantabria. Tesis Doctoral. Univ. Oviedo.
- Tasch, K. H. (1960): Die Möglichkeiten der Flözgleichstellung unter Zuhilfenahme von Flözbildungsdiagrammen. Bergbau-Rdsch. 12 p. 153-157. En "Stach's textbook of coal petrology".

- Tarafa, M. E.; Hunt, J.M. and Erecsson, I. (1983): Effect of hydrocarbon volatility and adsorption on source-rock pyrolysis Jour. Micropalaeontol., 18: 75-85.
- Taylor, G.H. and Liu, S.Y. (1987): Biodegradation in coals and other organic-rich rocks. Fuel, 66: 1269-1273.
- Taylor, G.H. and Liu, S.Y. (1989): Micrinite-its nature, origin and significance. Int. J. Coal Geol., 14: 29-46.
- Teerman, S.C.; Crelling, J.C. and Glass, G.B. (1987): Fluorescence spectral analysis of resinite macerals from coals the Hanna Formation, Wyoming, U.S.A. Inter. J. Coal Geol., 7(4): 315-326.
- Teichmüller, M. (1962): Die genese der Khole. C.R. 4e Congr. Strat. Geol. Carbonifer., Heerlen 1958, 3: 699-722.
- Teichmüller, M. (1974): Nouveaux macéraux du groupe des liptinites et gènese de la micrinite. Forstchr. Geol. Rheinland Westfalen, Dtsch., 24: 36-44.
- Teichmüller, M. (1982): Origin of the petrology. In: Coal petrology (Eds. E. Stach et al.), Gebrüder Borntraeger, Berlin, p. 52.
- Teichmüller, M. (1987): Recent advances in coalification studies and their application to geology. From Scott Ed.: Coal and Coalbearing Strata: Recent Advances Geol. Soc. Sp. Publis, 32: 127-169.
- Teichmüller, M. (1989): The genesis of coal from the viewpoint of coal petrology. Inter. Journal of Coal Geology, 12(1): 1-87
- Teichmüller, M. and Durand, B. (1983): Fluorescence microscopical rank studies on liptinites and vitrinites in peat and coals and comparison with results of the rock-eval pyrolysis. Inter. Jour. of Coal Geol., 2: 197-230.
- Teichmüller, M. and Ottenjahn, K. (1977): Liptinite und lipoides Stoffe in einem Erdölmuttergestein. Erdöl un Kohle, 30 (9): 387-397.
- Teichmüller, M. and Teichmüller, R. (1968): Geological aspects of coal metamorphism. En Murchinson and Westoll., 233-267.
- Teichmüller, M. and Wolf, M. (1977): Application of fluorescence microscopy in coal petrology and oil exploration. J. Microsc., 109: 49-73.
- Thompson, C.L.; Lyons, P.C.; Finkelman, R.B.; Brown, F.W. and Hatcher, P.G. (1983): Microscopy of sclerotinites in the coals beds of the central part of the Appalacian coal field, U.S.A. Journal Microsc., 132 (3): 267-277.
- Thompson-Rizer, C.L. and Woods, R.A. (1987): Microspectrofluorescence measurements of coals and petroleum source rocks. Int. J. Coal Geol., 7: 85-104.
- Ting, F.T.C. (1982): Coal Macerals. En "Coal structure", Meyers Ed. Academic Press.

- Tissot, B. (1967): La transformation de la matiere organique. Bull. Cent. Rech. Explor. Elf-Aquitaine , 10: 0-87.
- Tissot, B. (1983): Formation and evolution of petroleum. In: OAPEC-IFP (Ed.): Organic Geochemistr., 0-24.
- Tissot, B.P. (1984): Recent advances in petroleum geochemistry applied to hydrocarbon exploration. A.A.P.G.Bull., 68 (5): 545-563.
- Tissot, B., Durand, B., Espitalié, J. and Combaz, A. (1974): Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. A.A.P.G. Bull., 58(3): 499-506.
- Tissot, B. and Welte, D. H. (1978): Petroleum formation and occurrence. Berlin-Heidelberg-New Yorki Springer, 538pp.
- Vendrell Saz, M. (1980): Propiedades ópticas de minerales absorbentes y su relación con las propiedades eléctricas. Fundación Juan March Serie Universitaria, nº 120, 46 pp.
- Ward, C.R. (1989): Minerals in bituminous coals of the Sydney basin (Australian) and the Illinois basin (USA). Int. J. Coal Geol., 13:455-479.
- Williams, E.G. and Keith, M.L. (1963): Relationship between sulphur in coals and the occurrence of marine roof beds. Economic Geol., 58: 720-729.
- Williams, V.E. and Ross, C.A. (1979): Depositional setting and coal petrology of Tulameen coalfield, South central British Columbia. A.A.P.G. Bull., 631: 2058-2069.
- Wright, N.J.R. (1980): Time, temperature and organic maturation the evolution of rank within a sedimentary pile. Jour. Pharmaceutical Sci., 2: 411-425.

ANEX I

ZONA DE L'ALT BERGUEDA

Mostra	σ	N	R mitja (%)
--------	----------	---	-------------

Sa-3	0.04	8	0.47
Sa-3c	0.05	9	0.49
Sa-8	0.05	12	0.49 *
Sa-11	0.05	32	0.37 *
Sa-12c	0.05	46	0.49
Sa-13	0.04	56	0.40 *
Sa-20	0.02	3	0.38 *

R calcàries (*): 0.41 %

R nivells carbonosos: 0.48 %

Ta-2	0.04	90	0.34
Ta-7	0.03	90	0.30 *
Ta-11	0.03	104	0.35
Ta-12	0.05	79	0.31 *
Ta-14	0.04	90	0.35 *
Ta-15	0.05	94	0.40
Ta-16c	0.05	49	0.49
Ta-21	0.05	65	0.51
Ta-22c	0.05	49	0.50
Ta-29	0.04	104	0.44
Ta-32	0.04	34	0.44 *

R calcàries (*): 0.34 %

R nivells carbonosos: 0.43 %

T-8c	0.04	43	0.39 *
T-9c	0.04	38	0.37 *
T-11	0.03	58	0.28 *
T-15	0.02	3	0.19 *

R calcàries (*): 0.30 %

Mostra	σ	N	R mitja
V-1	0.06	2	0.39 *
V-2	0.05	58	0.38
V-3	0.05	60	0.37
V-4	0.05	50	0.37 *
V-5	0.05	103	0.37
V-6	0.04	81	0.38
V-7	0.04	99	0.36
V-7bis	0.05	96	0.36
V-8	0.03	83	0.31 *
V-9	0.02	28	0.28 *
V-10	0.04	55	0.26 *
V-11	0.05	75	0.42
V-12	0.04	100	0.48
V-13	0.03	81	0.31 *
V-14	0.04	100	0.40
V-15	0.04	99	0.43
V-16	0.05	98	0.46
V-17	0.05	99	0.52
V-18	0.05	75	0.53
V-19	0.04	92	0.44
V-21	0.04	6	0.28 *
V-22	0.04	101	0.43
V-22c	0.04	49	0.48
V-23	0.05	102	0.39 *
V-24	0.05	71	0.50
V-26	0.05	53	0.46
V-27	0.04	47	0.53
V-28	0.05	12	0.30 *
V-30	0.03	2	0.20 *

R calcàries (*): 0.33 %

R nivells carbonosos: 0.43 %

Pb-3	0.02	13	0.31 *
Pb-7	0.03	97	0.35
Pb-9	0.04	96	0.39
Pb-11	0.04	19	0.41
Pb-13	0.03	110	0.39
Pb-13c	0.03	50	0.42
Pb-18	0.04	110	0.53
Pb-21	0.05	64	0.48
Pb-22c	0.05	50	0.51
Pb-26	0.04	86	0.40
Pb-31	0.03	10	0.46 *
Pb-33	0.04	4	0.25 *

R calcàries (*): 0.34 %

R nivells carbonosos: 0.43 %

Mostra	σ	N	R mitja
M-3	0.02	3	0.27 *
M-6	0.05	18	0.33 *
M-7	0.05	73	0.43
M-11	0.05	55	0.48
M-11c	0.03	50	0.44
M-13	0.05	100	0.51
M-17	0.04	103	0.50
M-18	0.05	96	0.47
M-21	0.04	99	0.51
M-24	0.03	98	0.43
M-27	0.05	99	0.53
M-32	0.05	15	0.53
M-32c	0.05	43	0.57
M-34	0.04	69	0.50
M-36	0.05	47	0.55

R calcàries (*): 0.30 %

R nivells carbonosos: 0.50 %

Sb-3c	0.05	12	0.57 *
Sb-4c	0.03	50	0.43 *

R calcàries (*): 50 %

ZONA DE TREMP

Mostra	σ	N	R mitja
LL-2c	0.04	83	0.42
LL-3	0.03	92	0.30 *
LL-12	0.03	86	0.48
LL-12c	0.03	50	0.47
LL-17	0.03	40	0.31 *
LL-18	0.05	95	0.46
Ic-5	0.04	22	0.40
Ic-8c	0.04	9	0.42
Ic-9	0.04	3	0.39 *

R calcàries (*): 0.33 %

R nivells carbonosos: 0.44 %

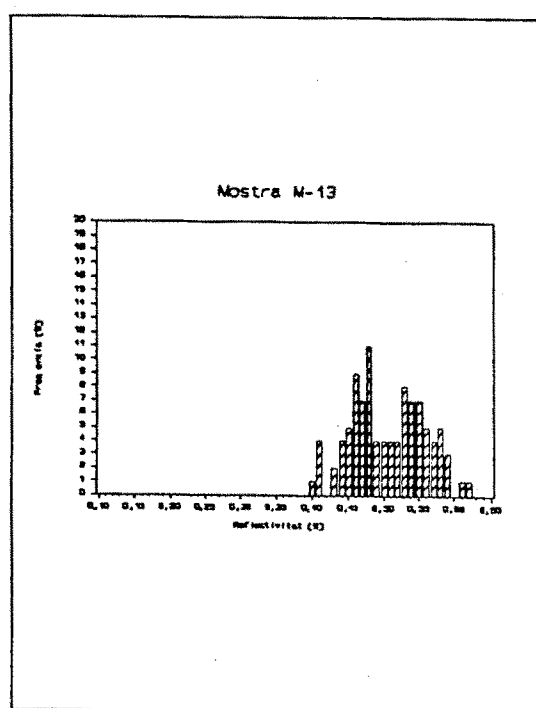
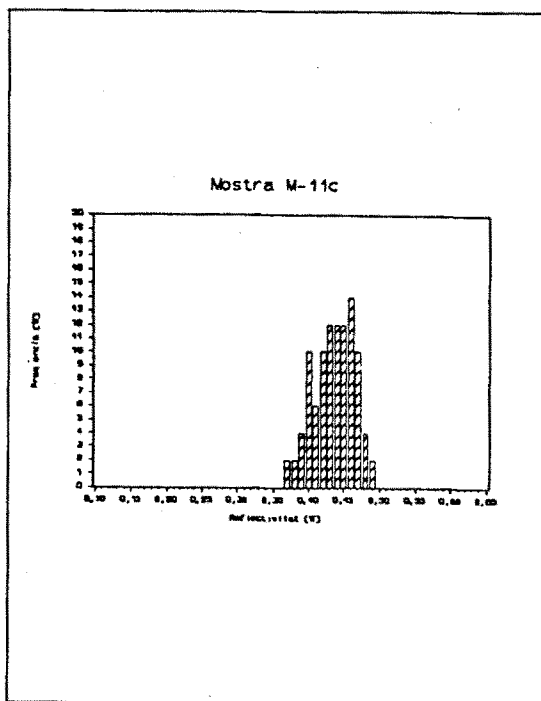
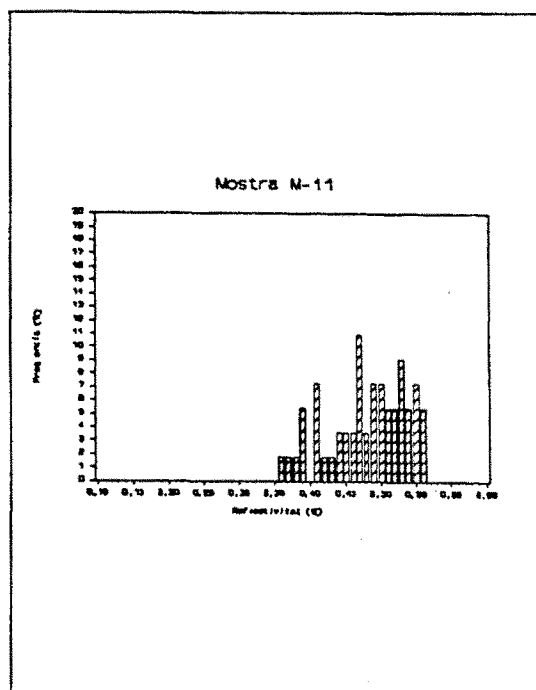
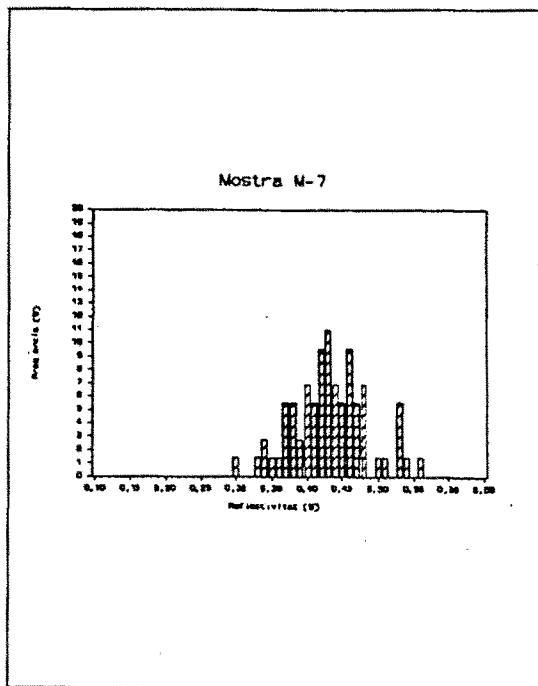
ZONA D'AGER

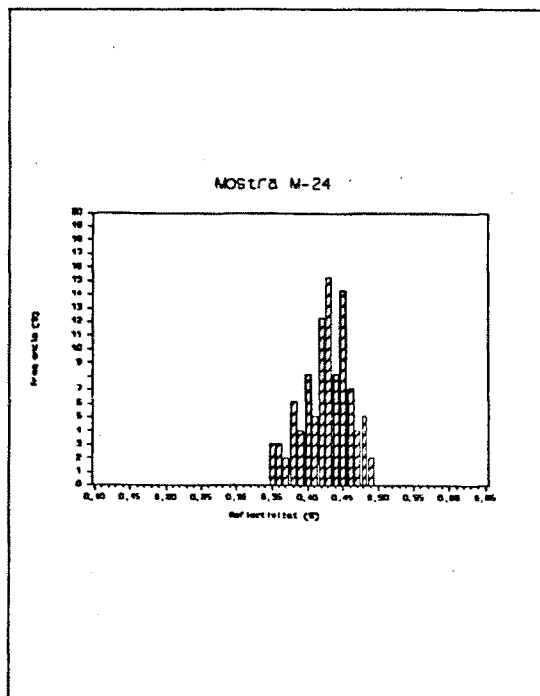
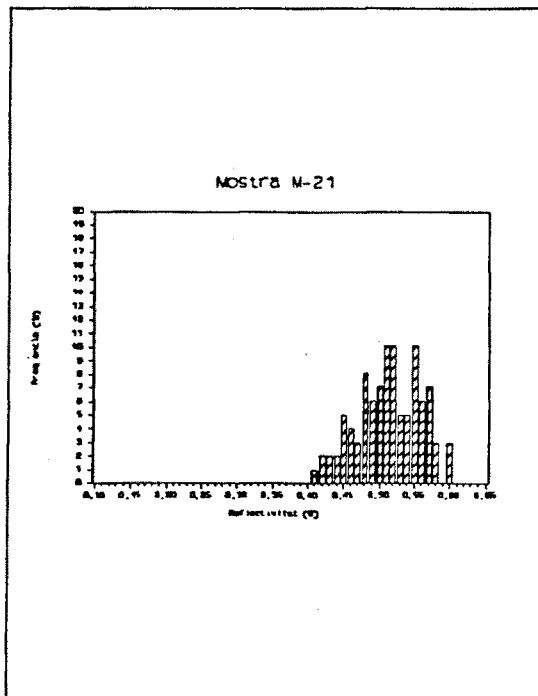
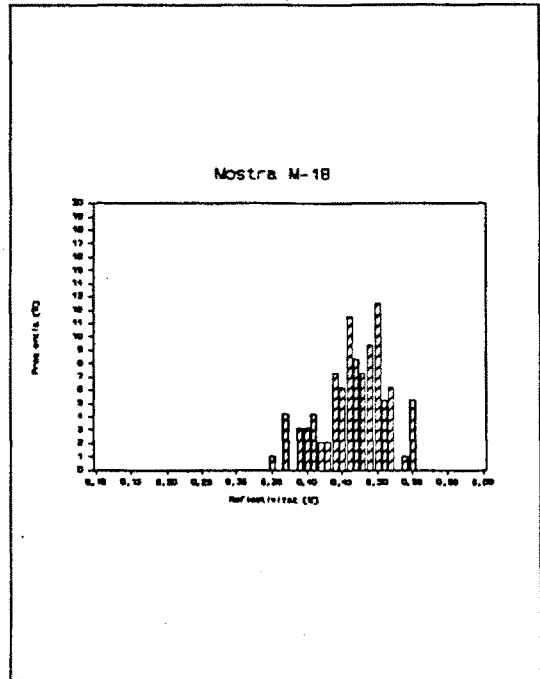
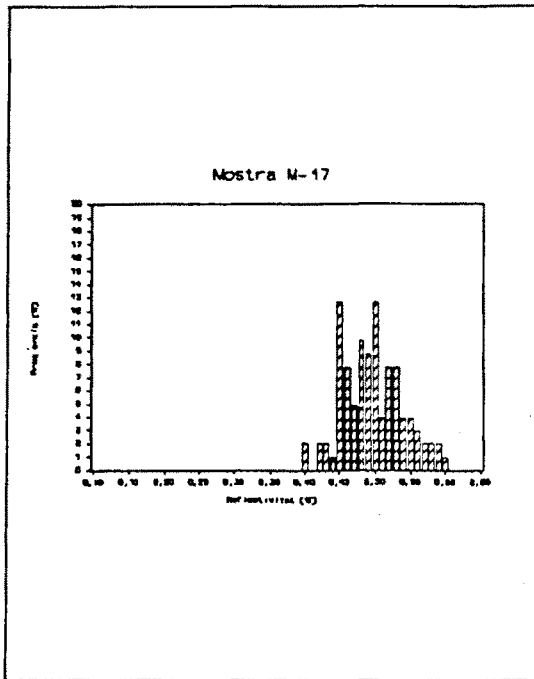
Mostra	σ	N	R mitja
C-21	0.04	87	0.40
C-21c	0.04	50	0.42

R nivells carbonosos: 0.42 %

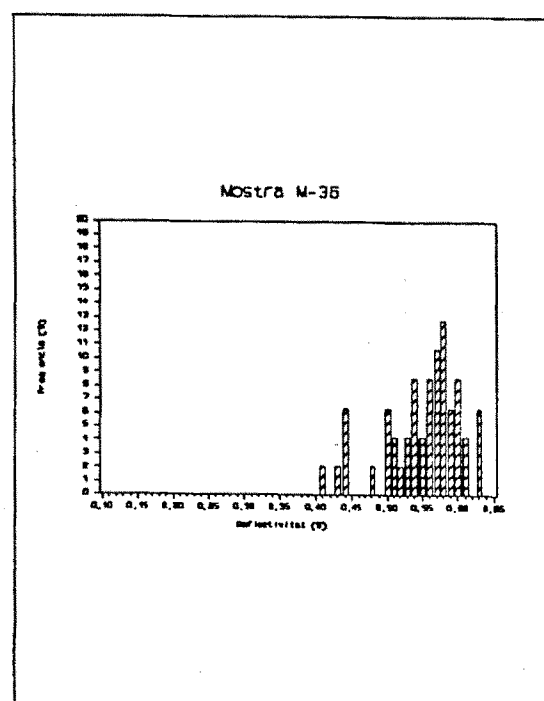
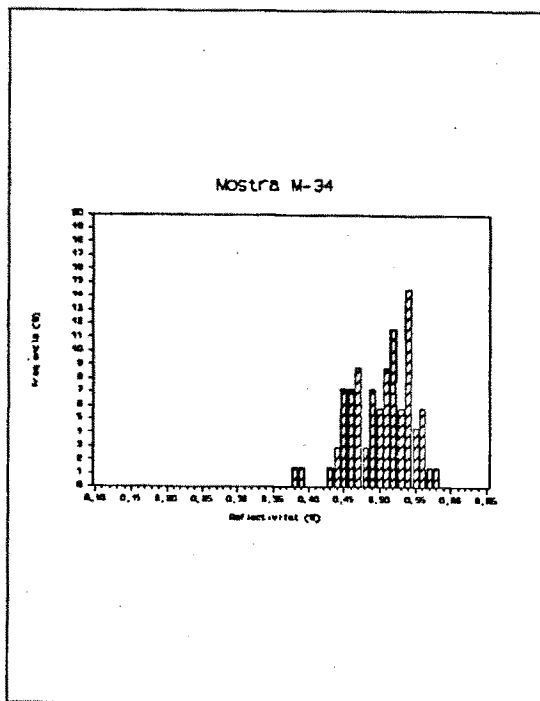
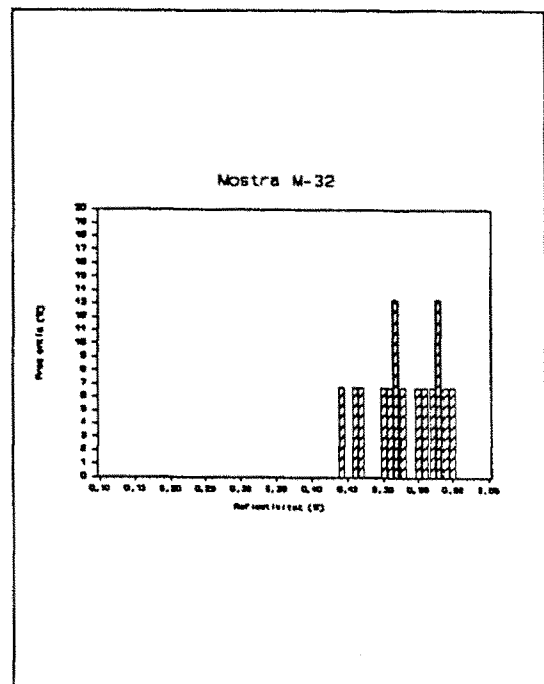
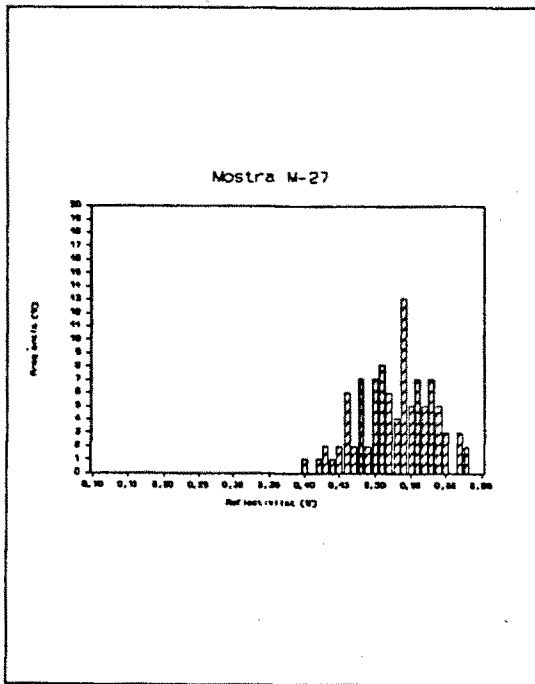
HISTOGRAMES DE REFLECTIVITAT DE LA ZONA DE BERGA

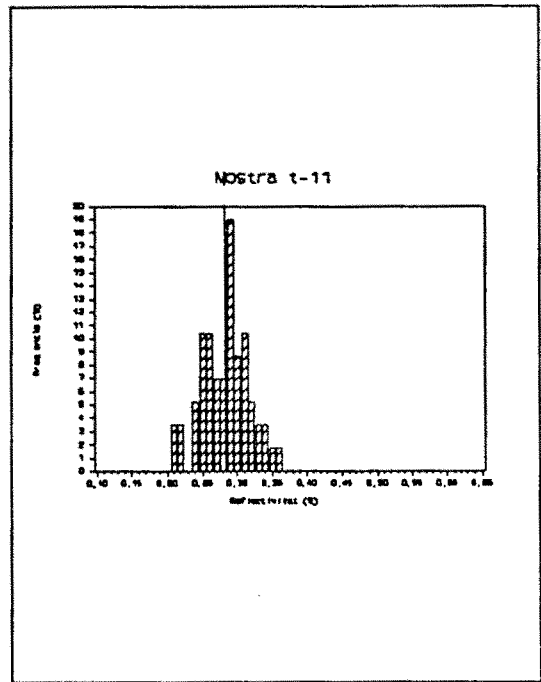
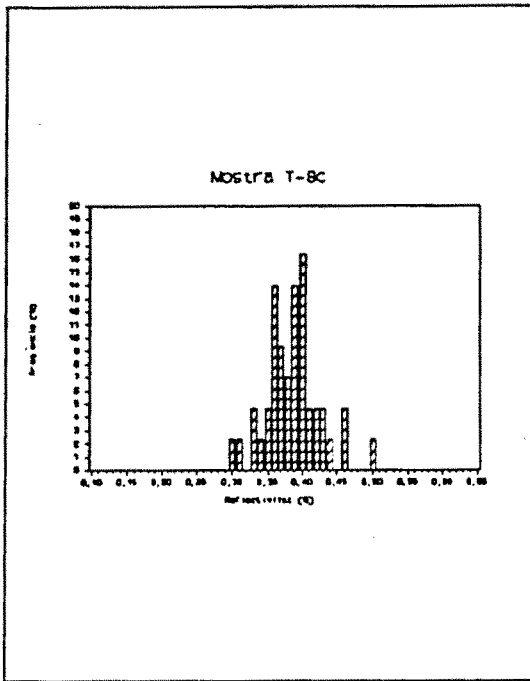
SERIE M



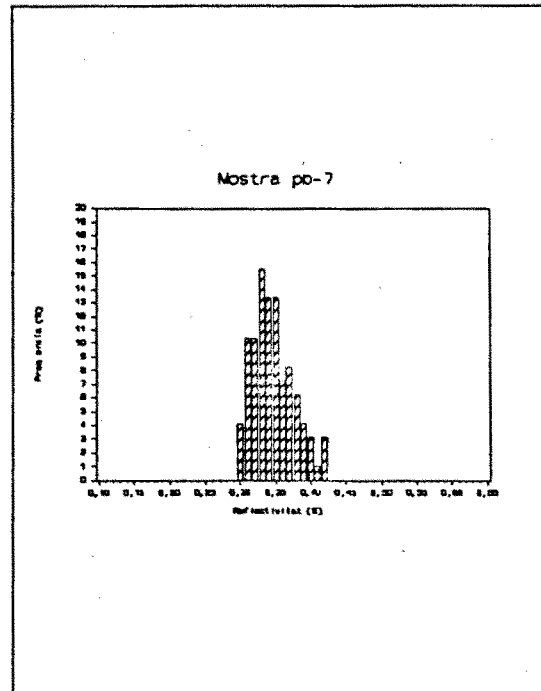
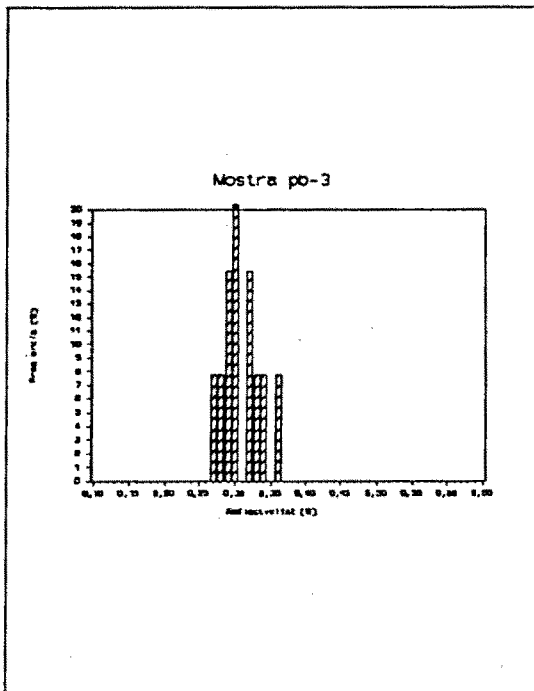


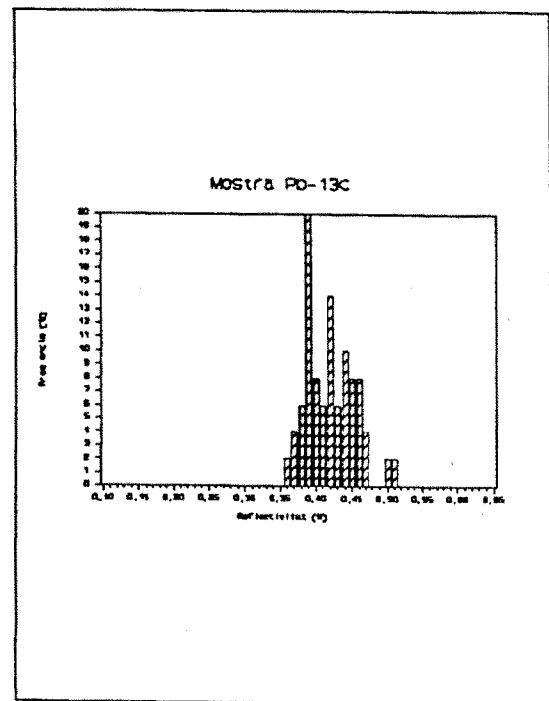
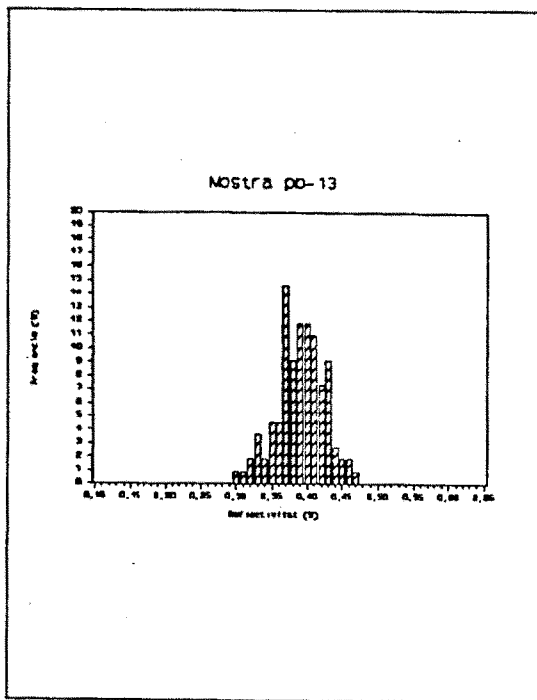
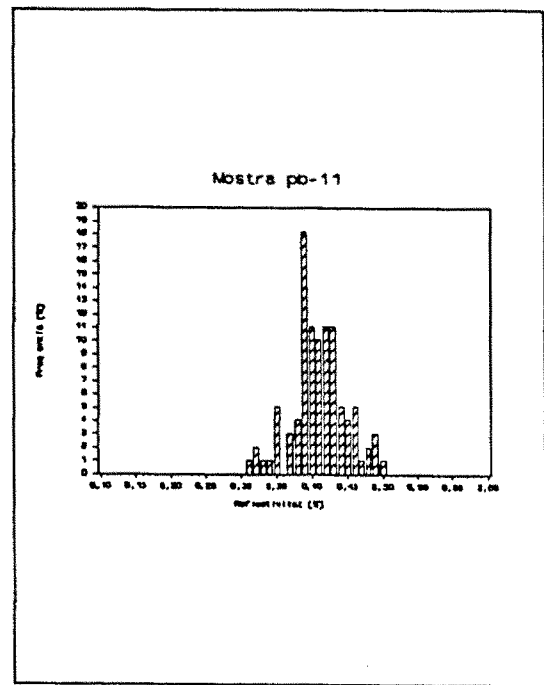
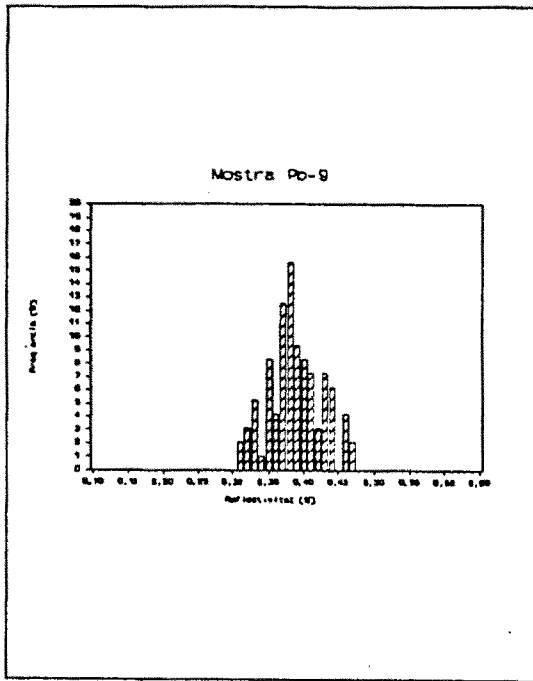
ANEX I

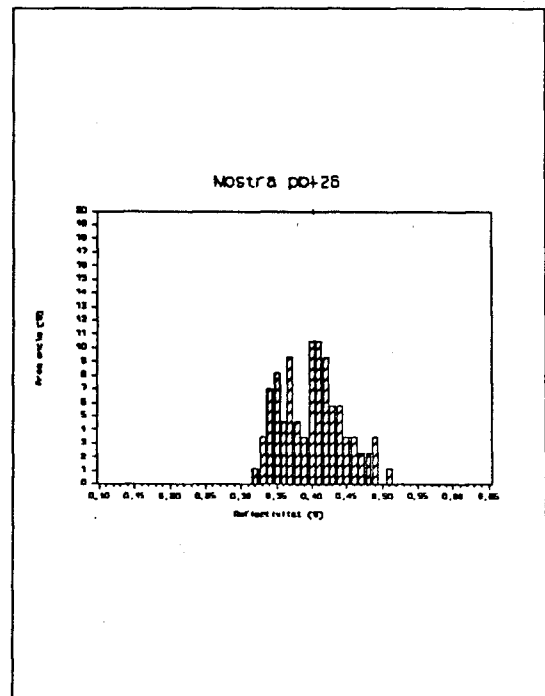
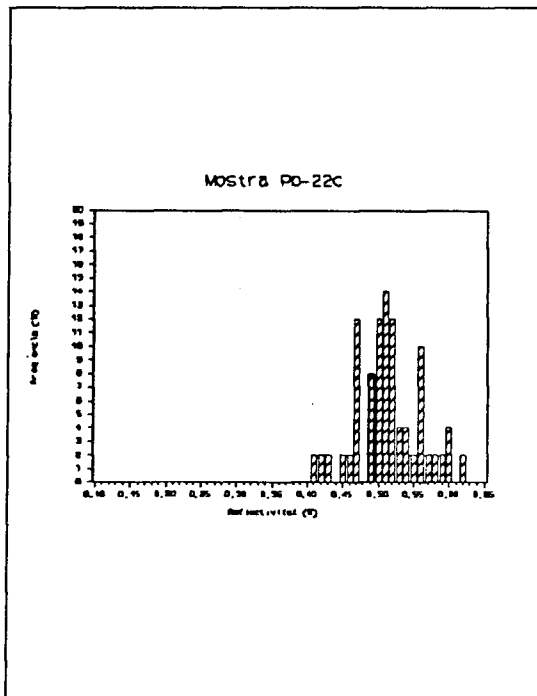
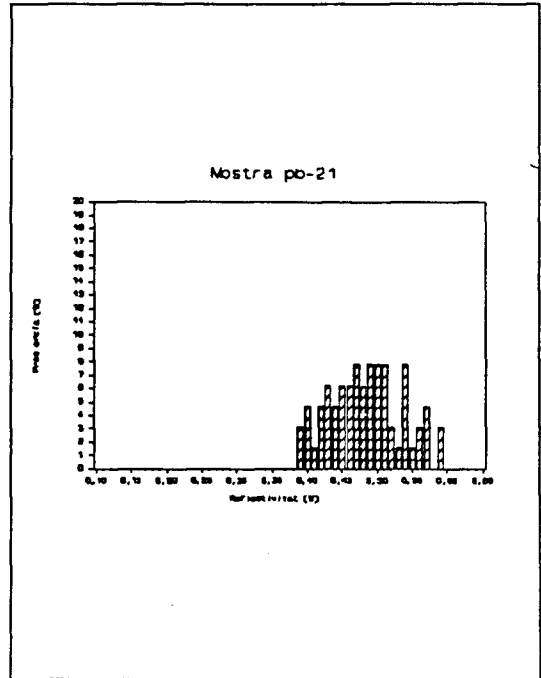
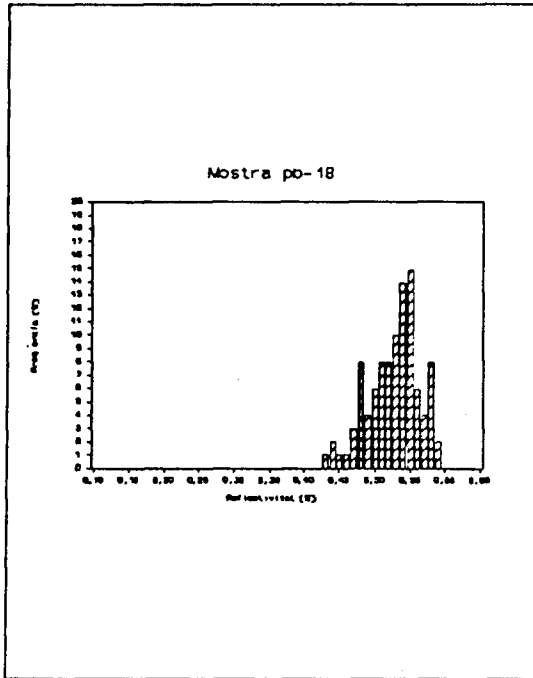


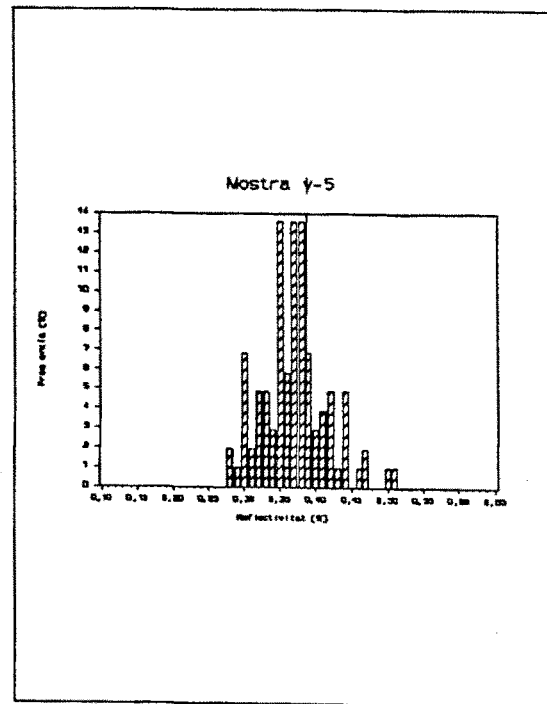
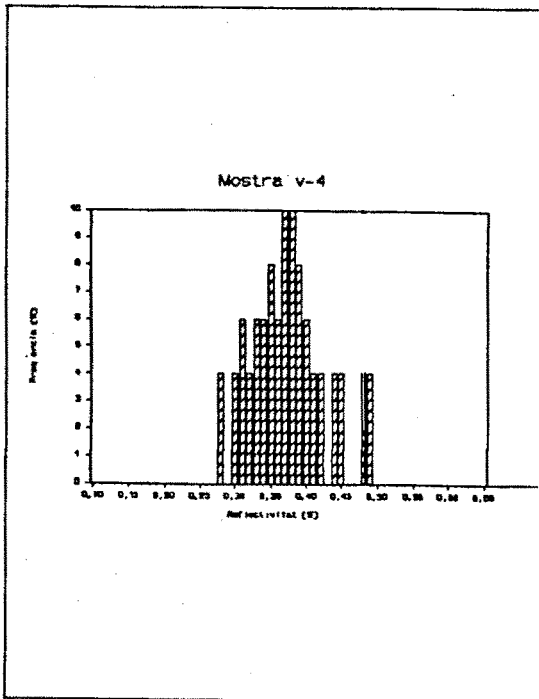
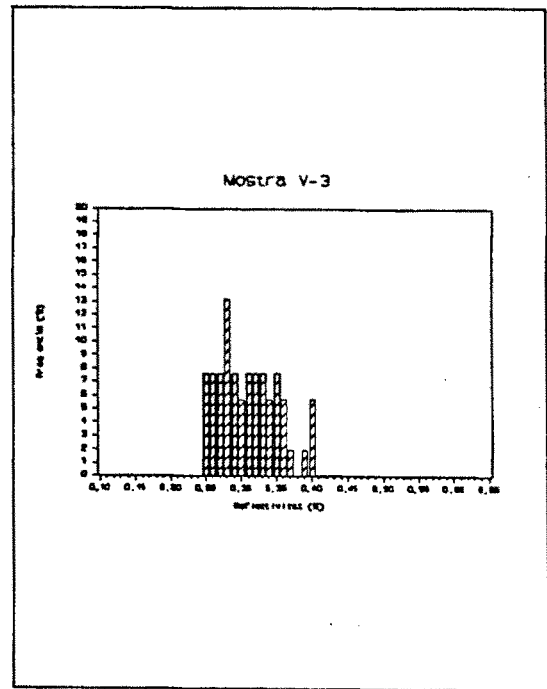
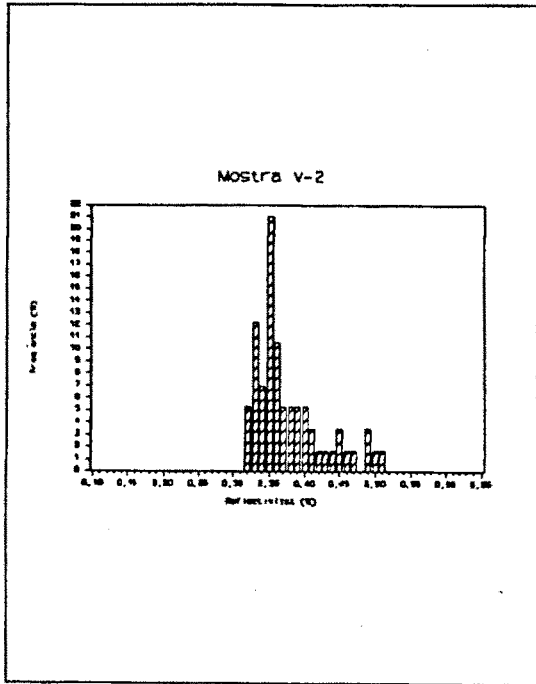


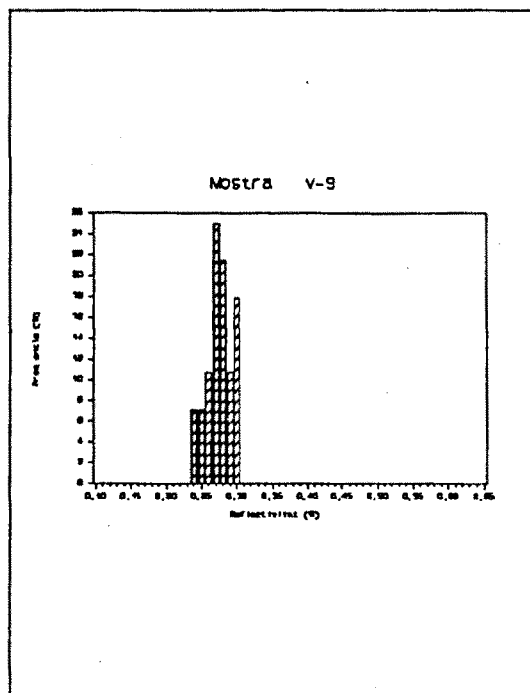
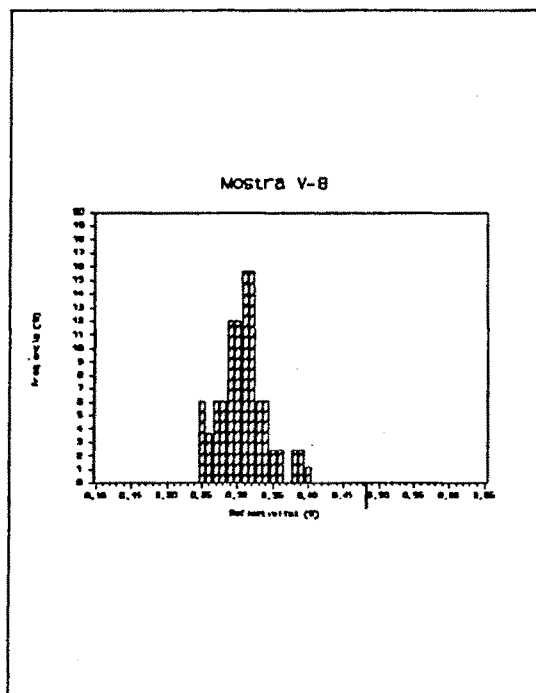
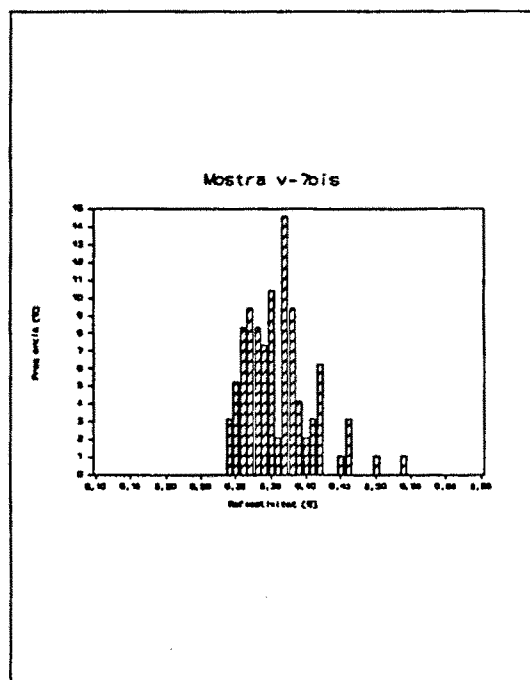
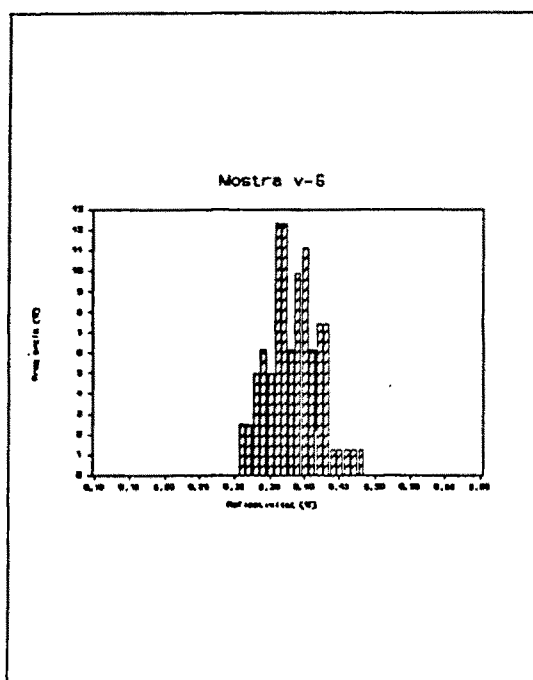
SERIE Pb

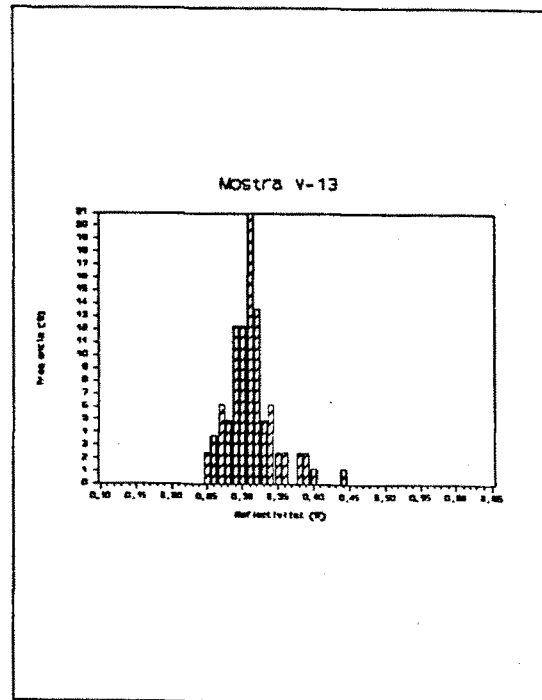
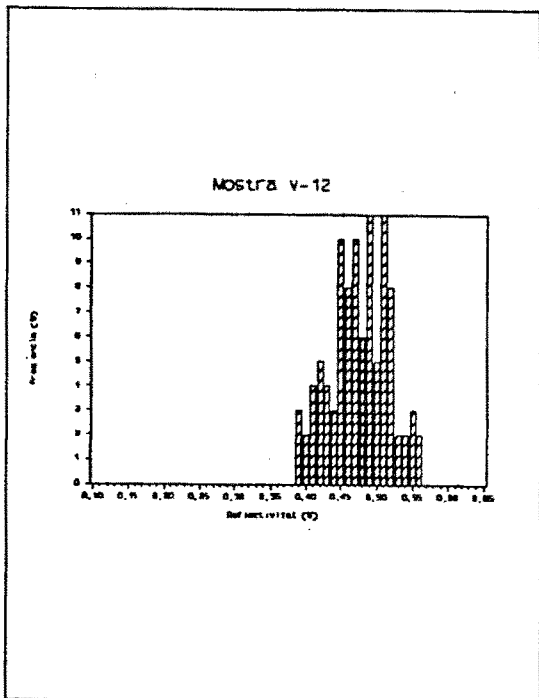
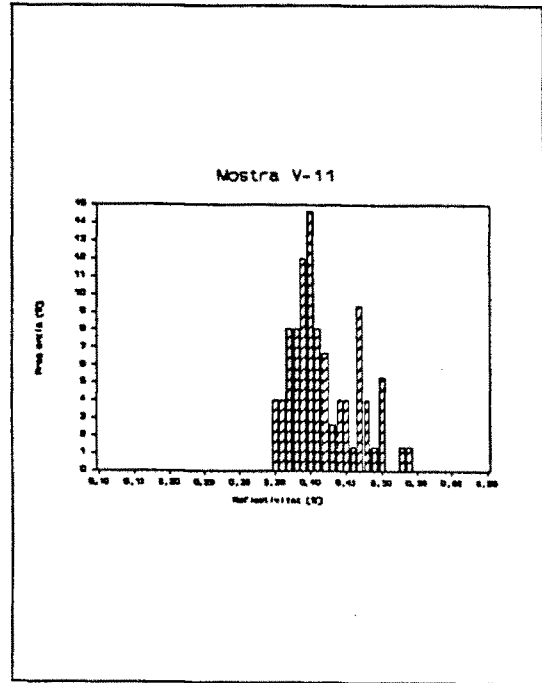
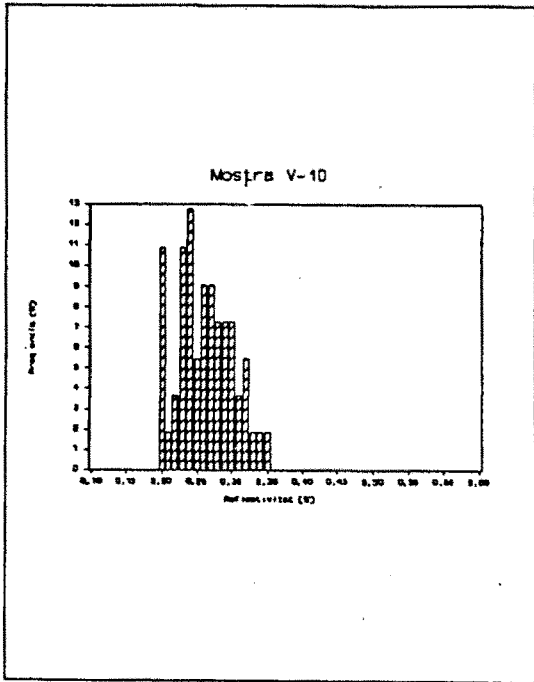


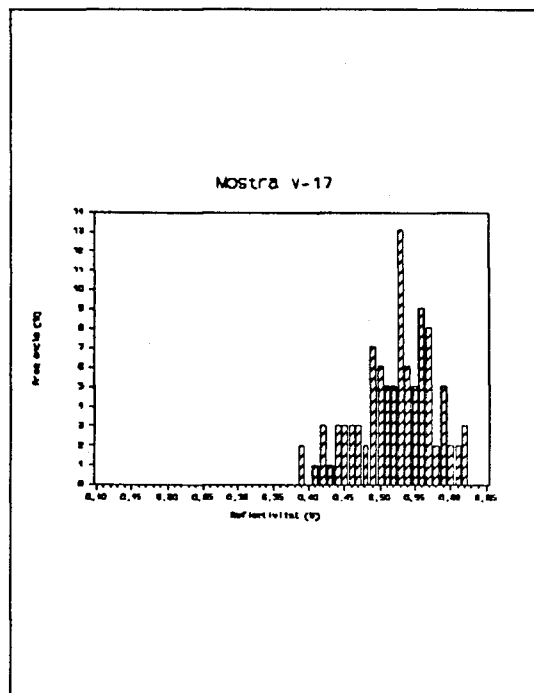
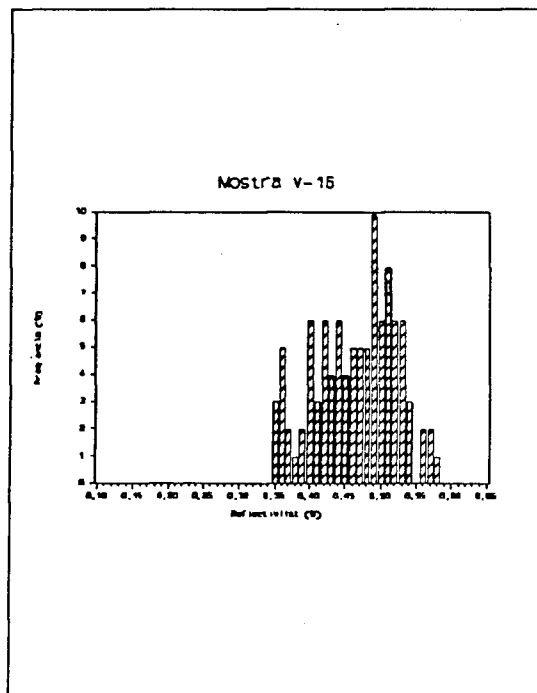
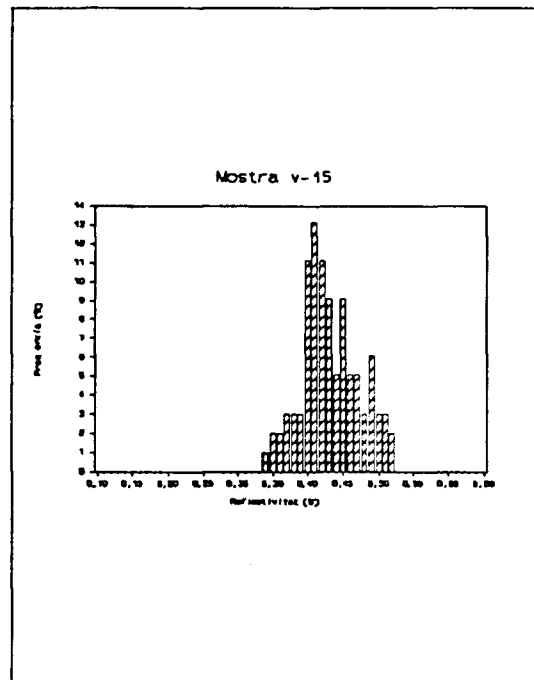
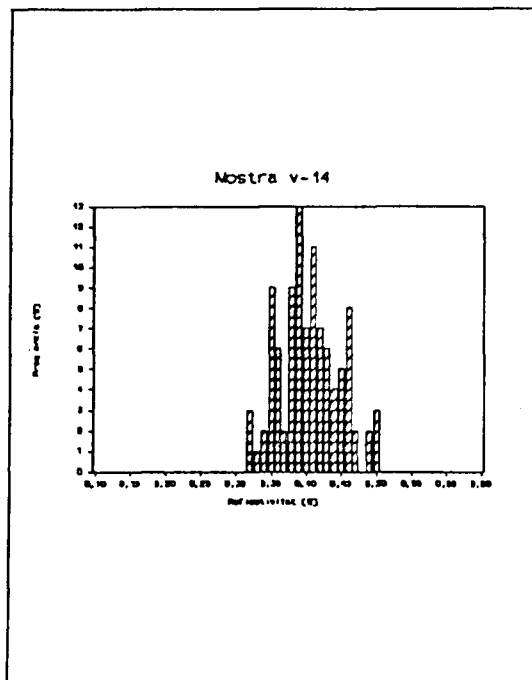


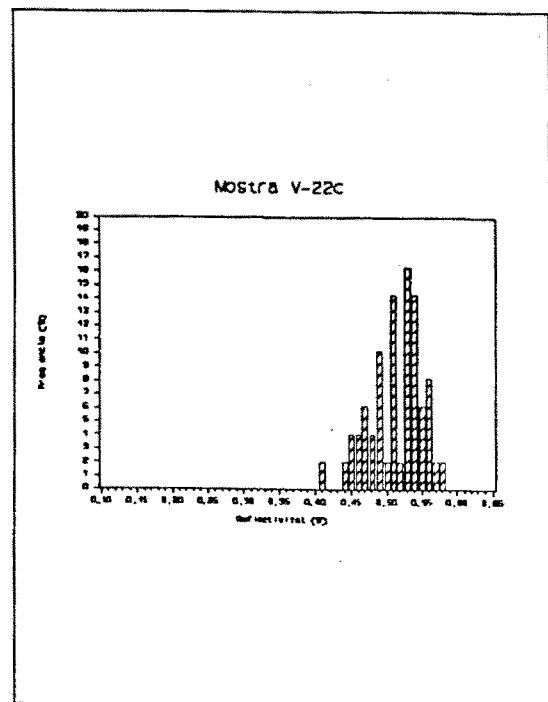
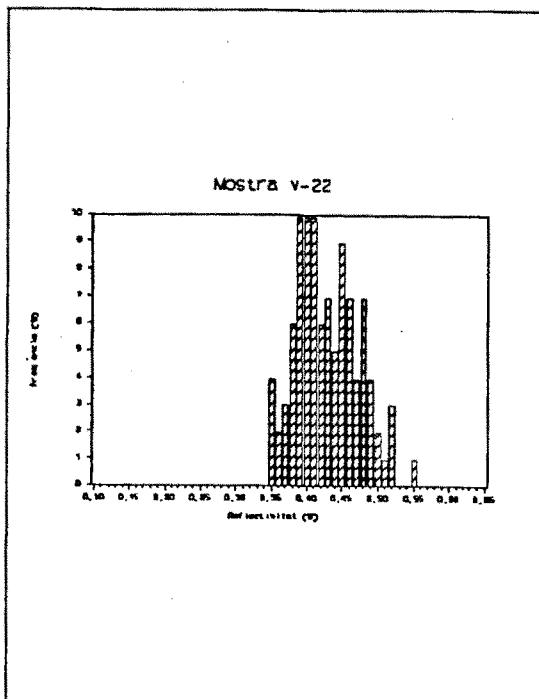
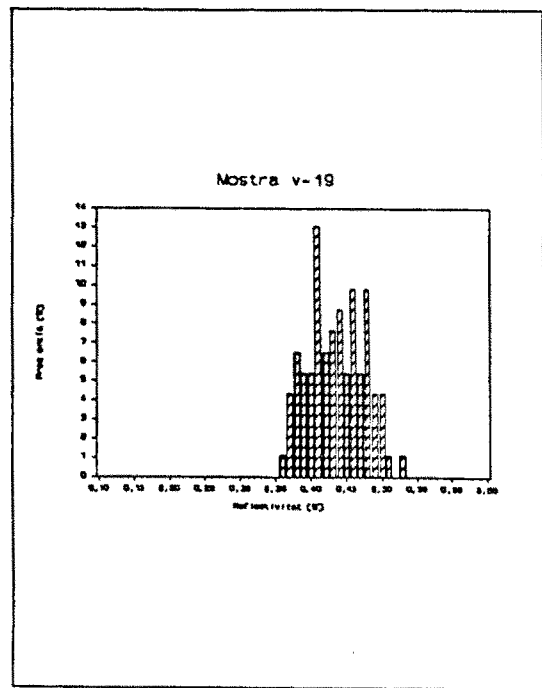
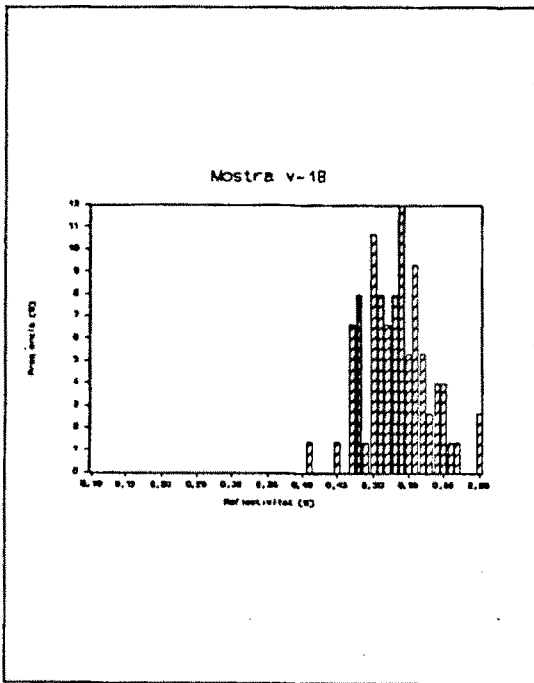


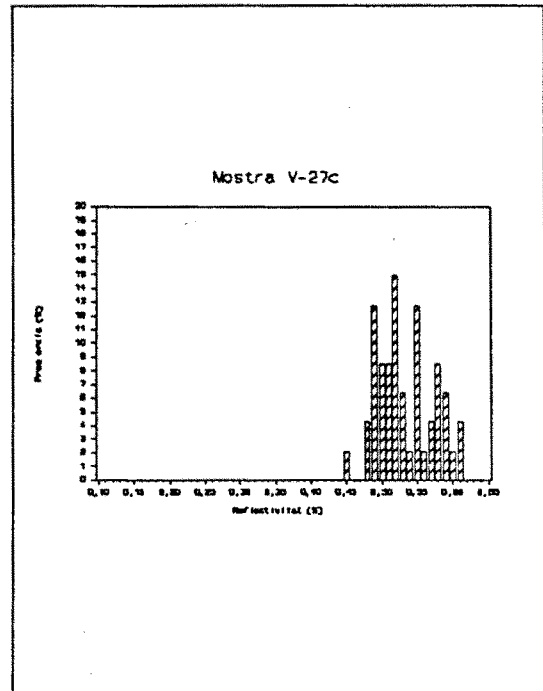
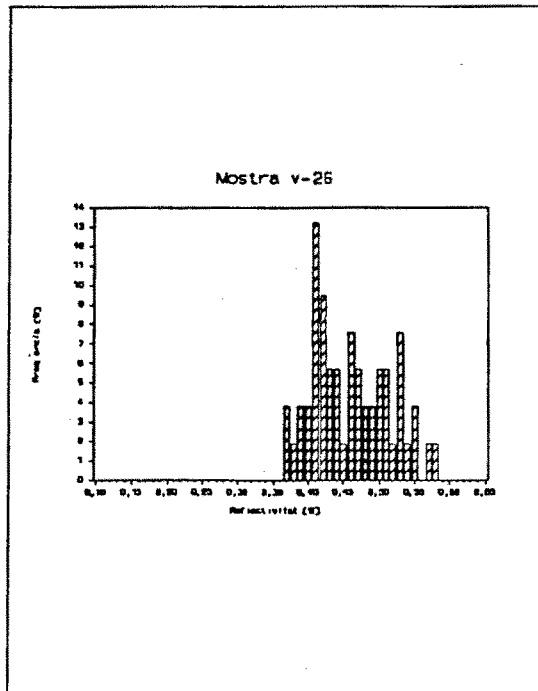
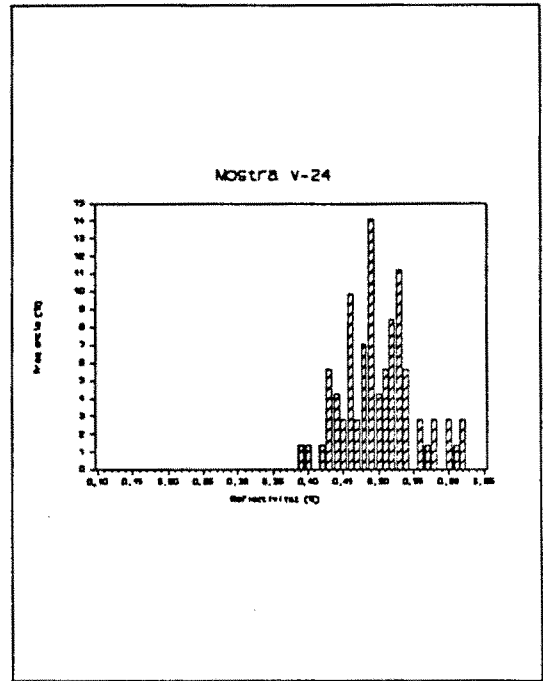
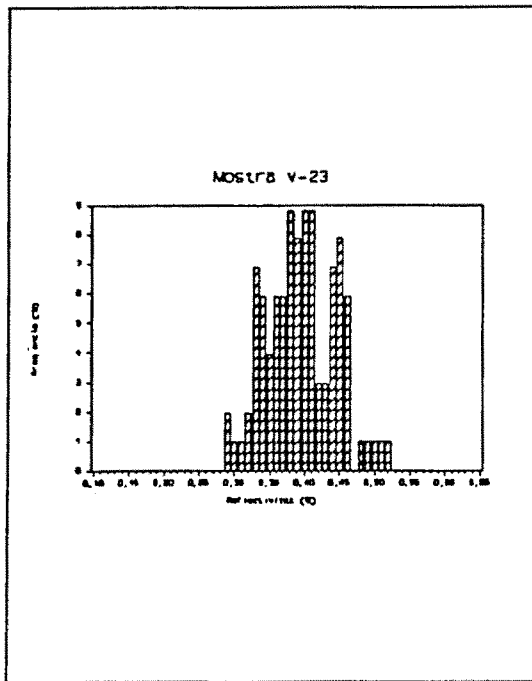


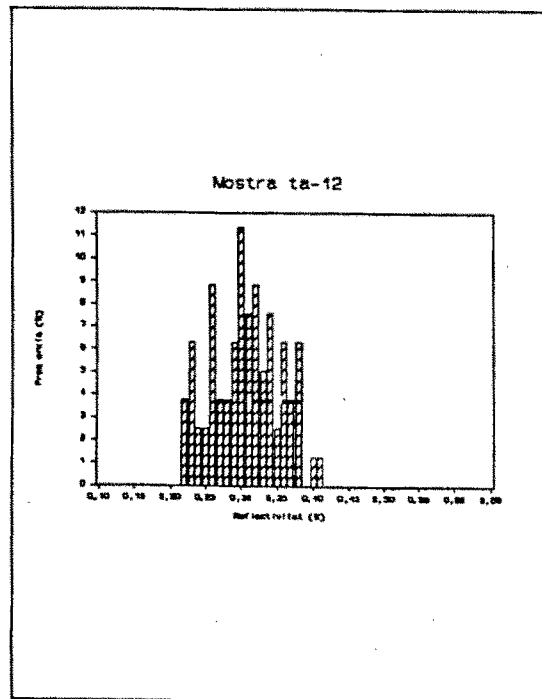
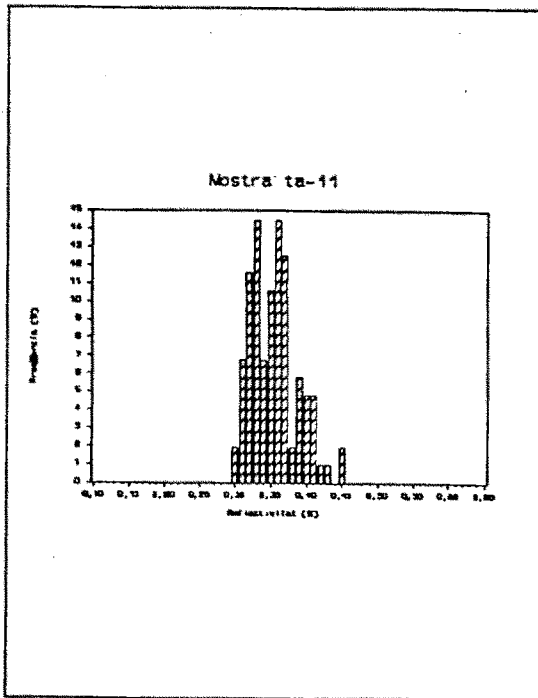
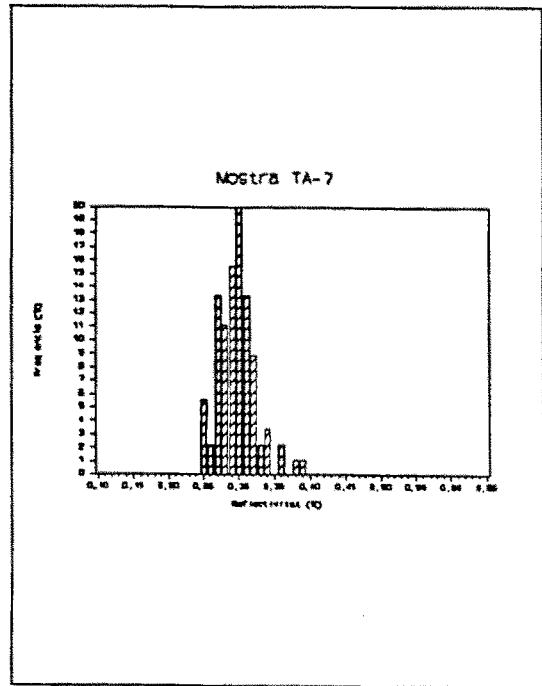
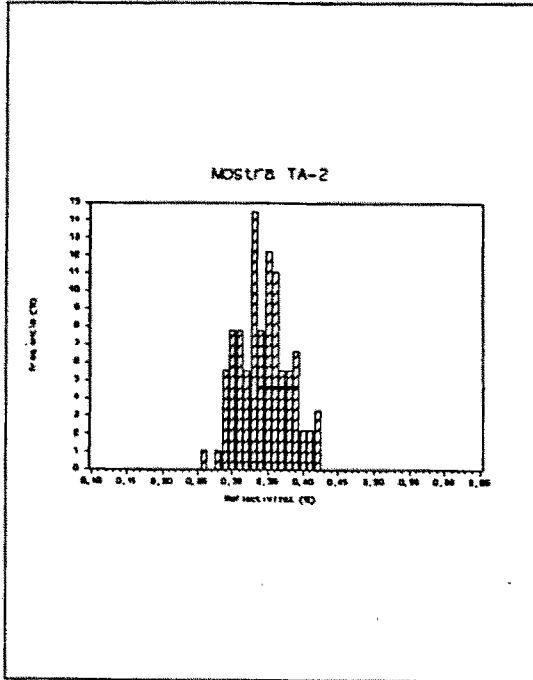


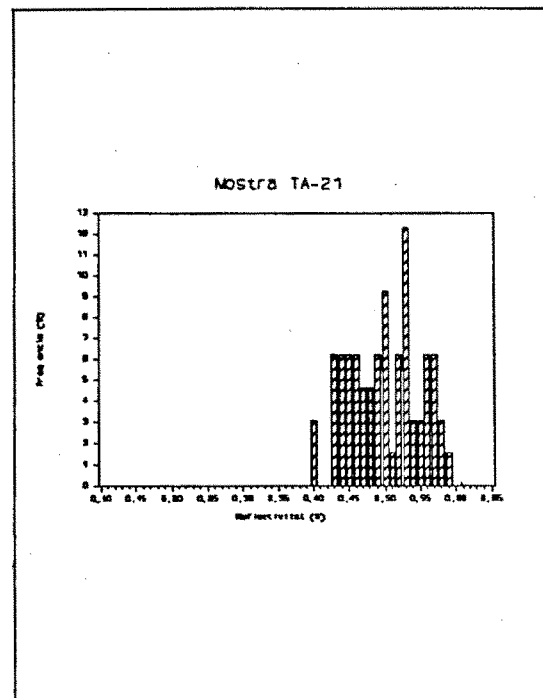
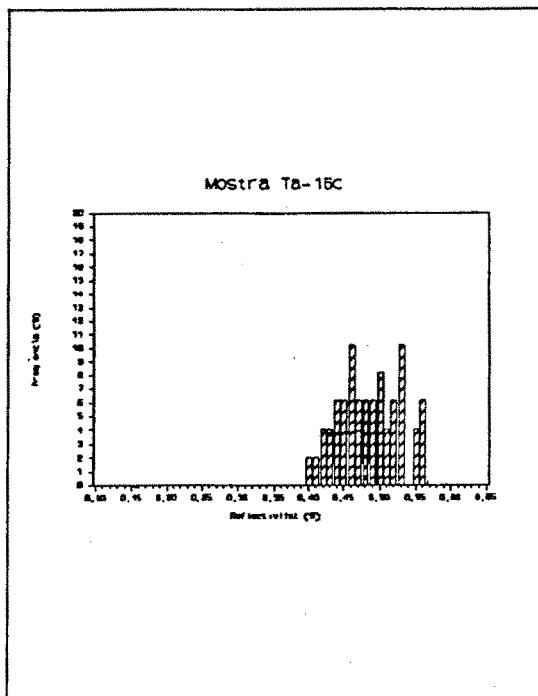
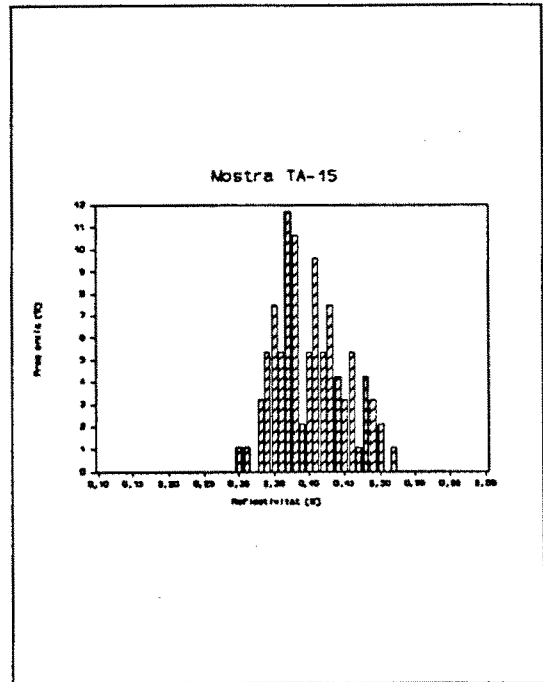
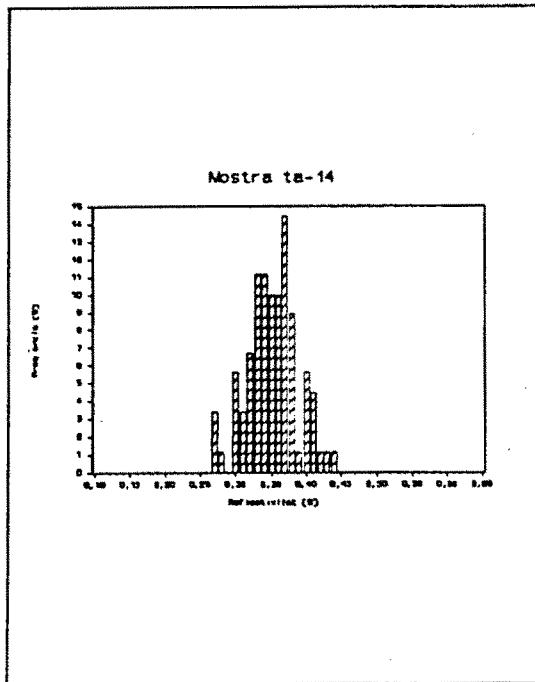


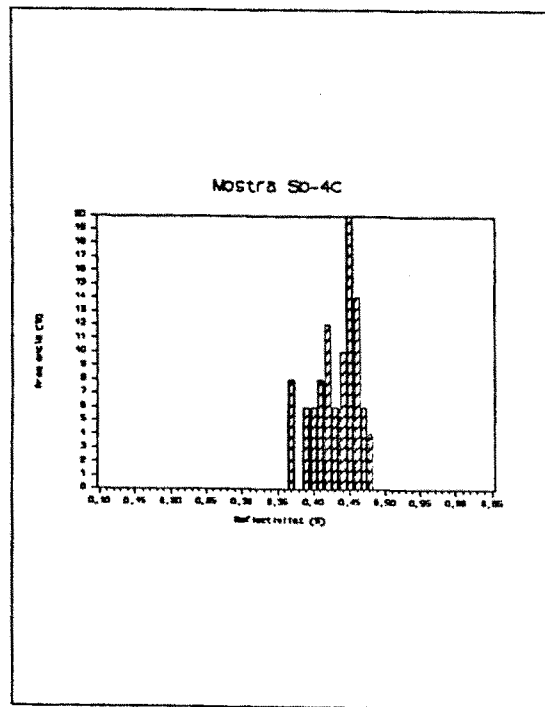
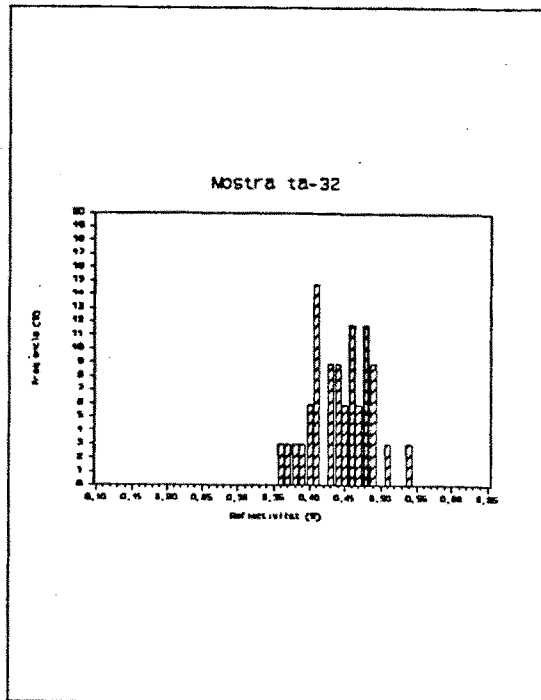
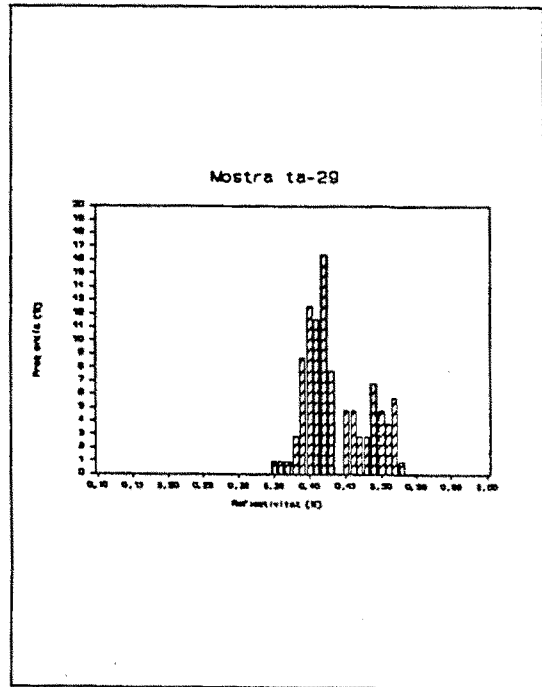
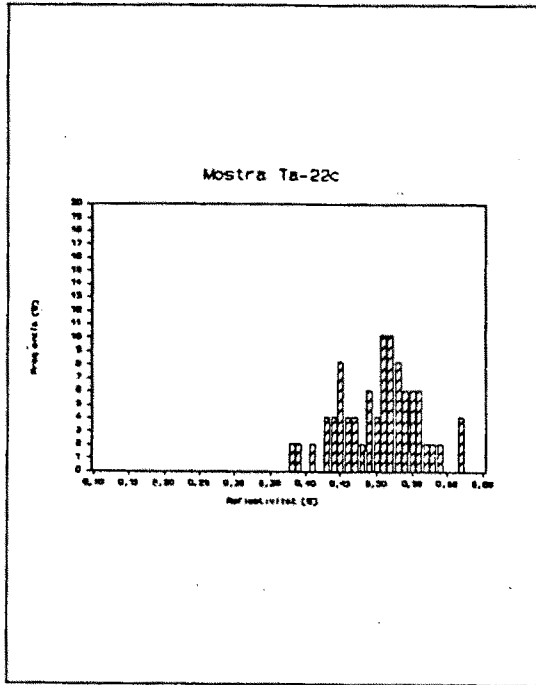




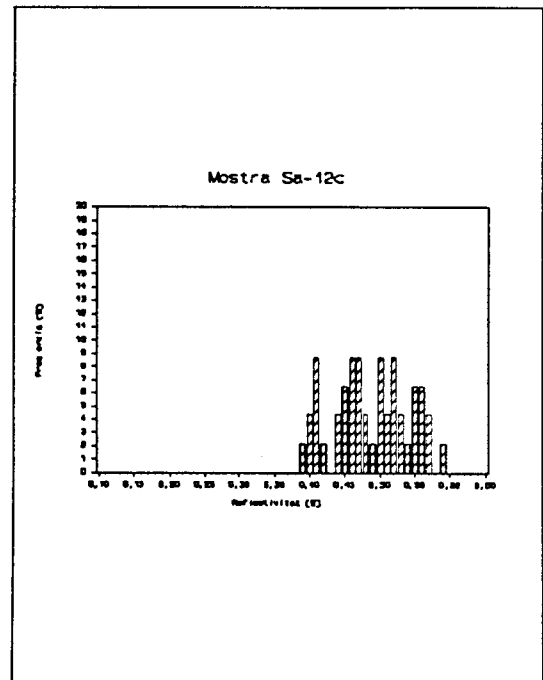
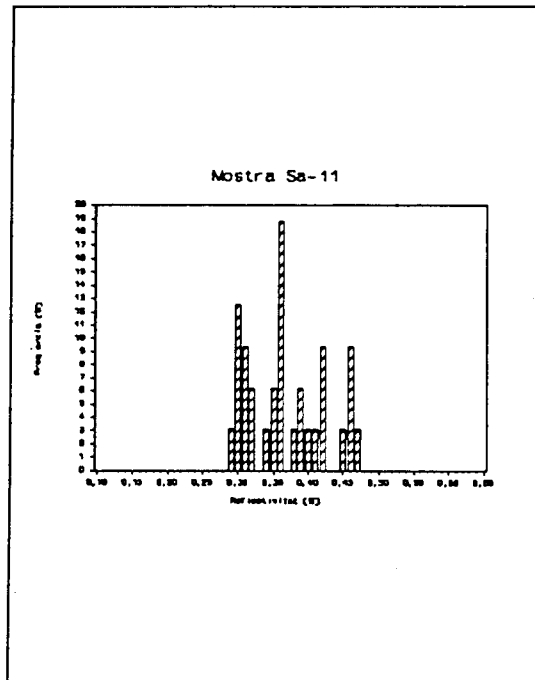






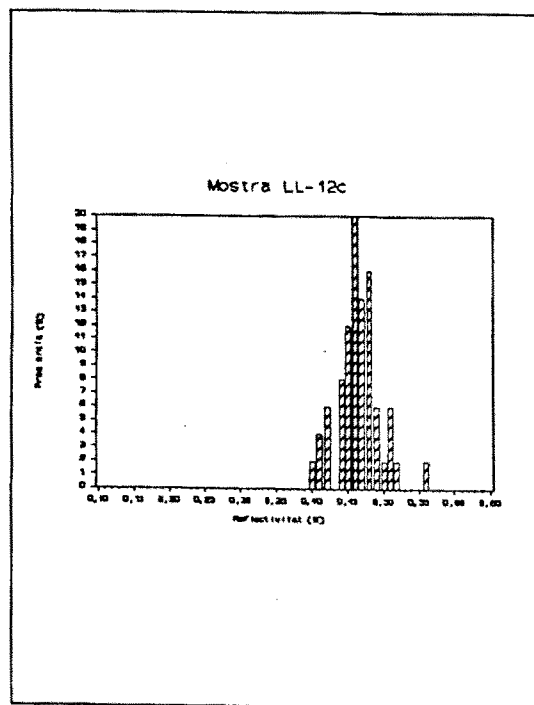
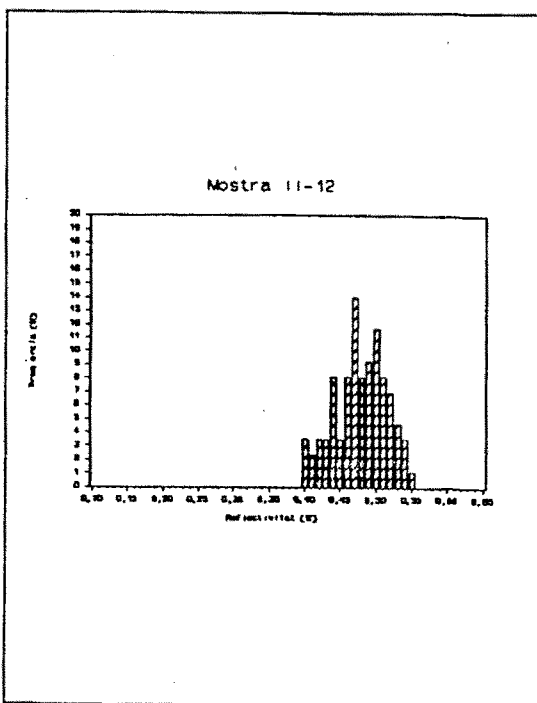
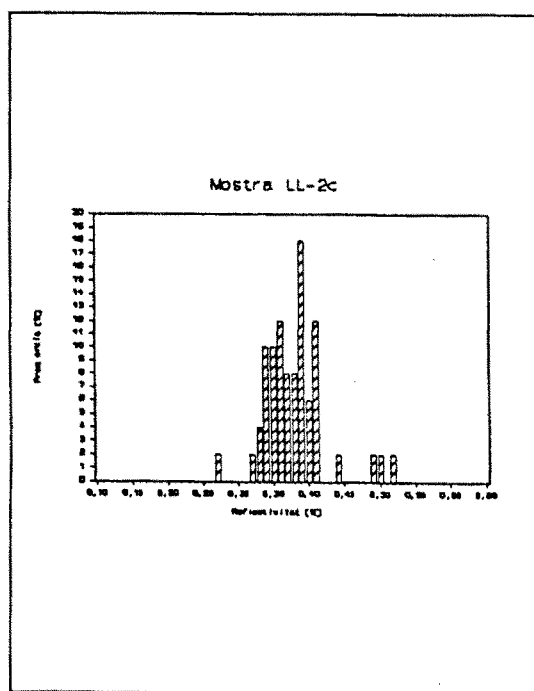
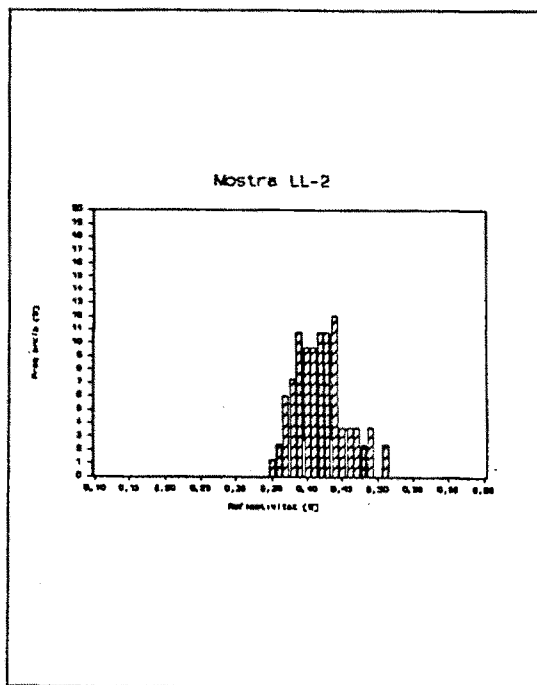


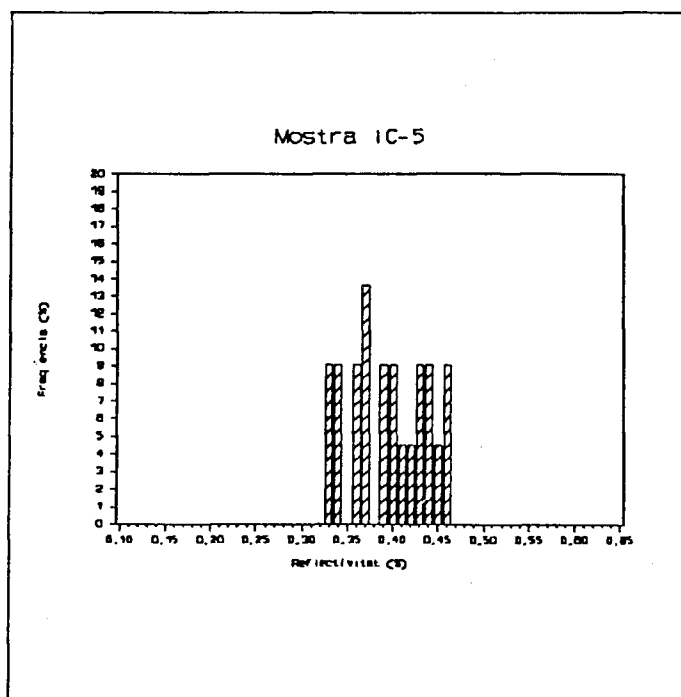
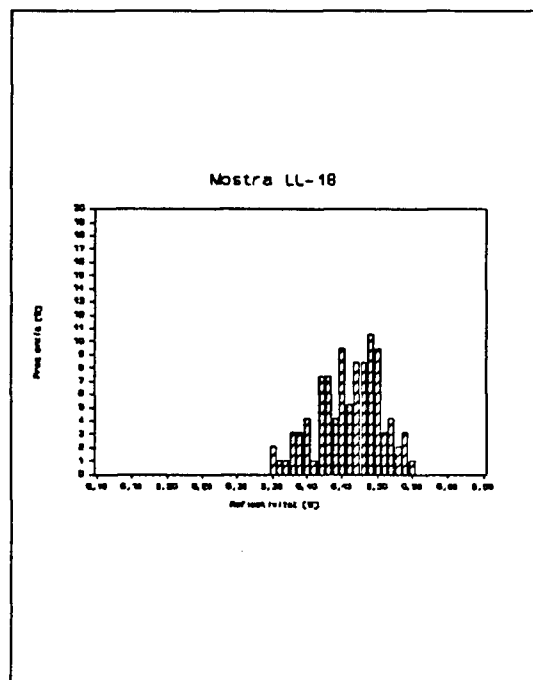
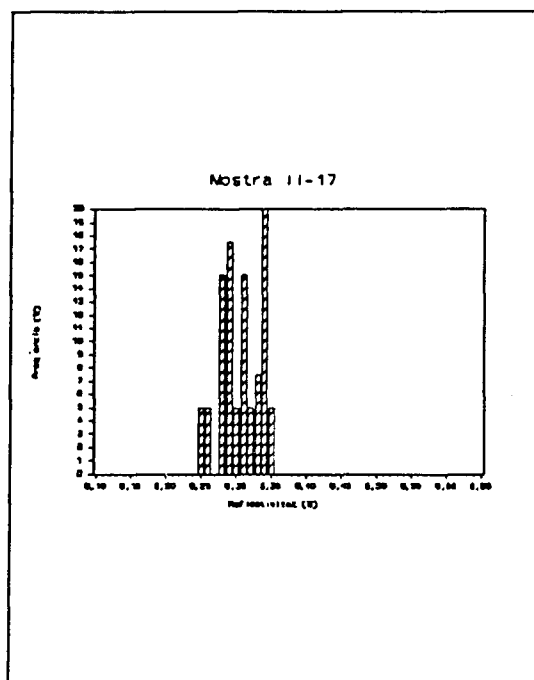
SERIE SA



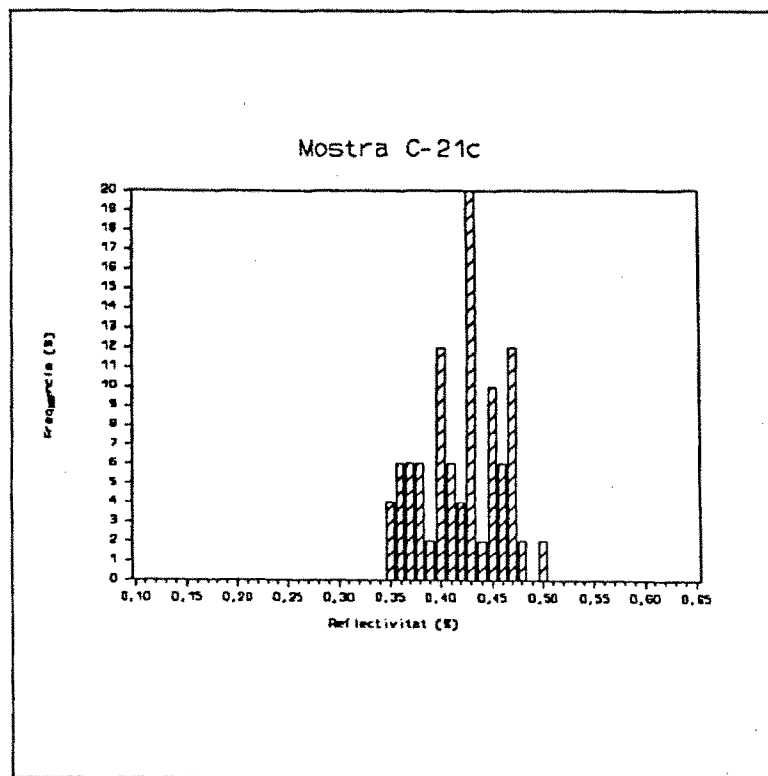
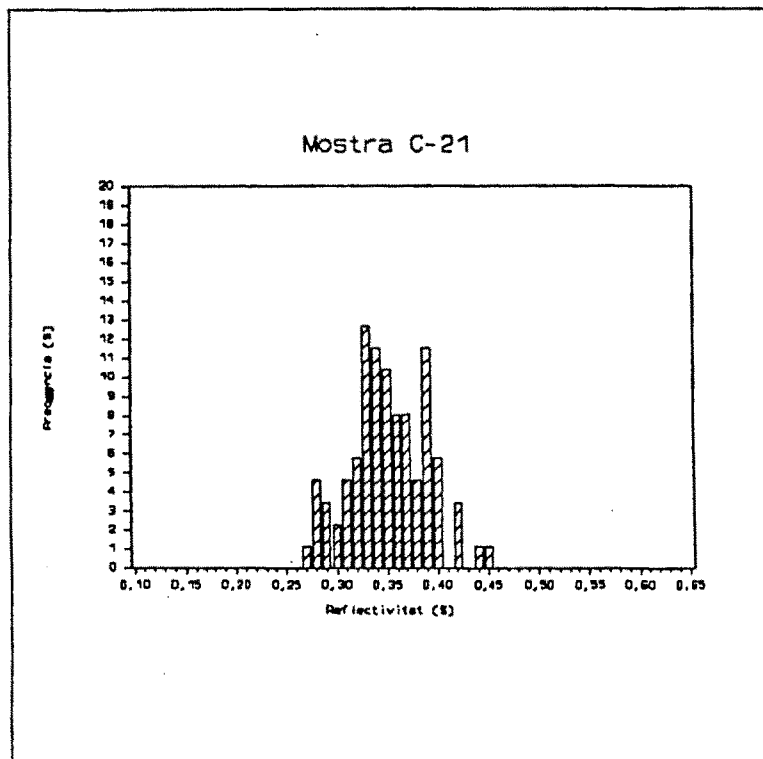
HISTOGRAMES DE REFLECTIVITAT DE LA ZONA DE TREMP

SERIE LL

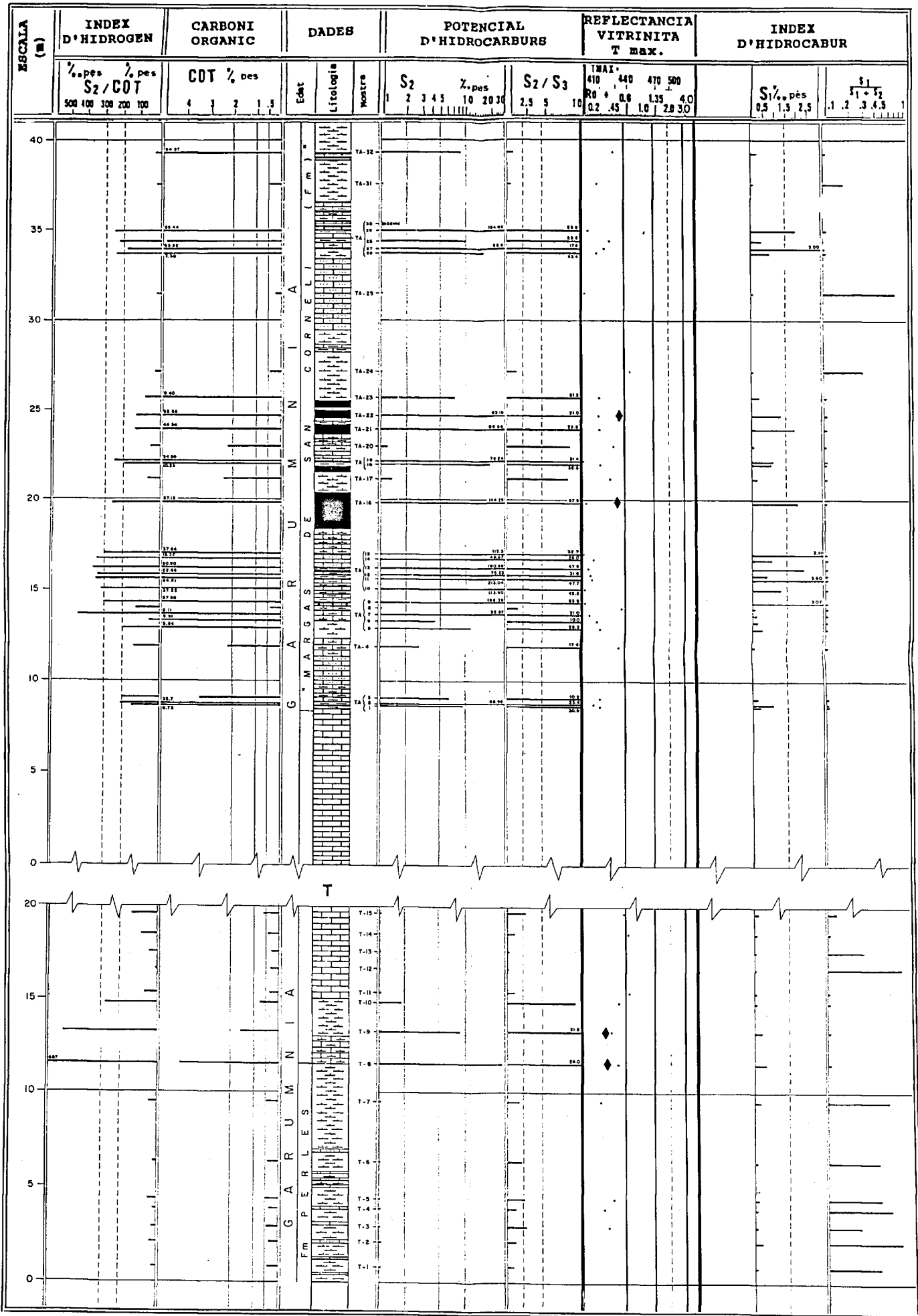


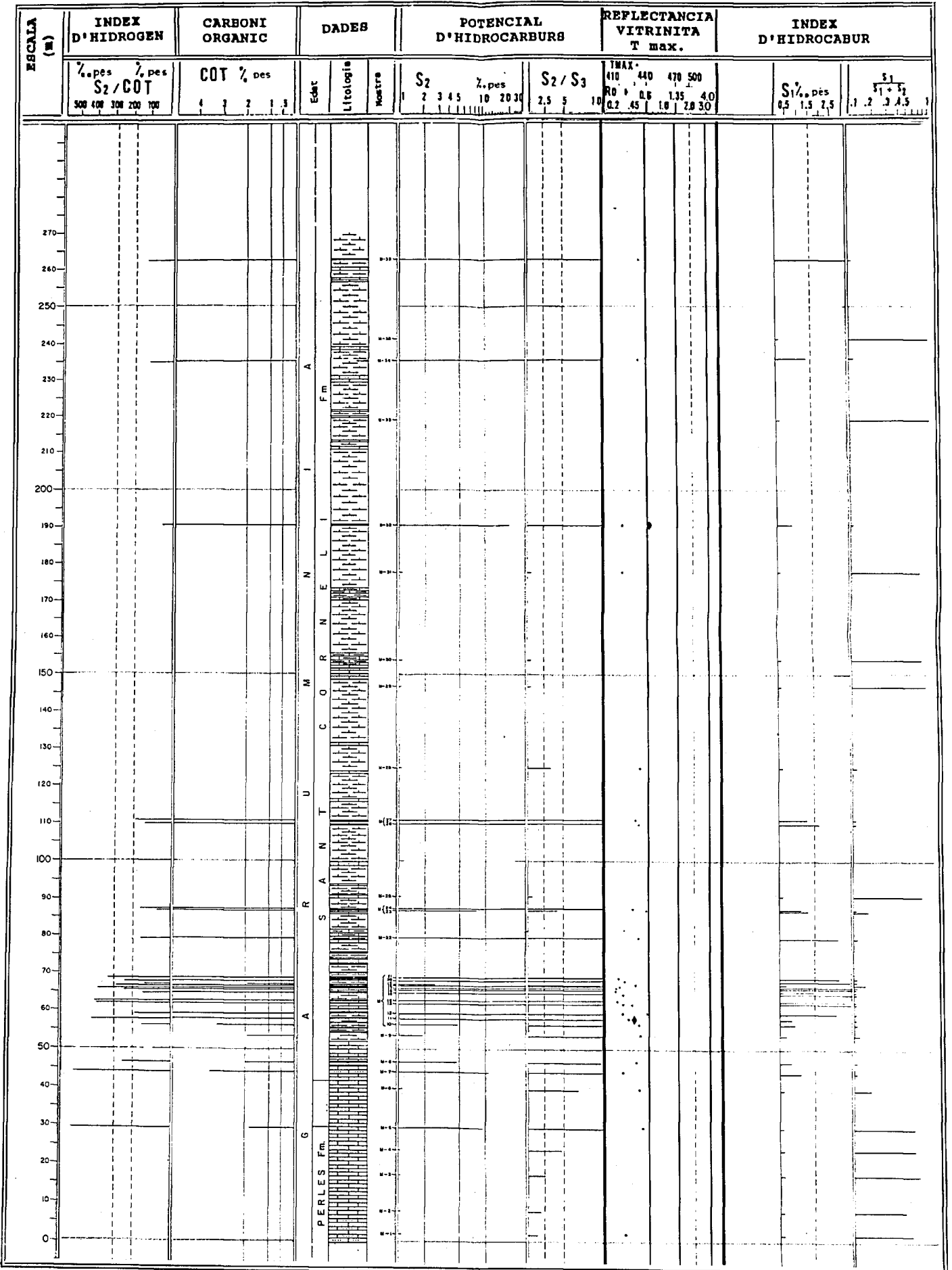


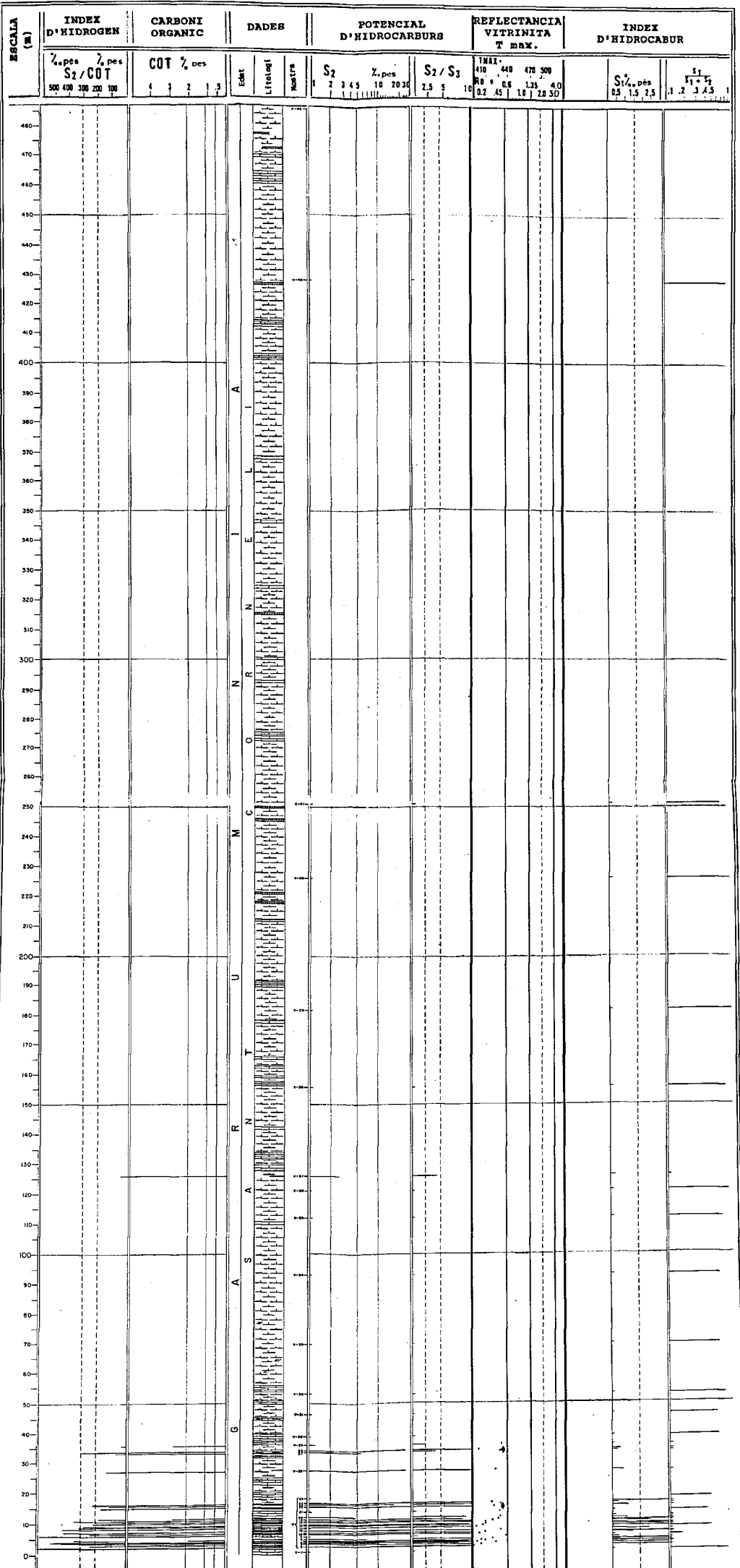
HISTOGRAMES DE REFLECTIVITAT DE LA ZONA D'AGER



ANEX II







G A S A R N T U M C O R N E I A