



**Universidad de Oviedo
Programa de Doctorado de
Biogeociencias**

**ESTUDIO DE LA POROSIDAD ORGÁNICA
CON LA EVOLUCIÓN TÉRMICA EN ROCAS
GENERADORAS CRETÁDICAS DE LA
CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA,
COLOMBIA**

**RELATIONSHIP BETWEEN ORGANIC
POROSITY AND THERMAL MATURITY FROM
CRETACEOUS SOURCE ROCKS IN THE
MIDDLE MAGDALENA VALLEY BASIN,
COLOMBIA**

**TESIS DOCTORAL
TATIANA MILENA JULIAO LEMUS**

2021

**ESTUDIO DE LA POROSIDAD ORGÁNICA CON LA EVOLUCIÓN
TÉRMICA EN ROCAS GENERADORAS CRETÁICAS DE LA
CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA, COLOMBIA**

**RELATIONSHIP BETWEEN ORGANIC POROSITY AND THERMAL
MATURITY FROM CRETACEOUS SOURCE ROCKS IN THE
MIDDLE MAGDALENA VALLEY BASIN, COLOMBIA**



Universidad de Oïedo

Programa de Doctorado de Biogeociencias



CSIC

CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
Instituto de Ciencia y Tecnología del Carbono, INCAR



Directora: Dra. Isabel Suárez Ruiz

Codirectora: Dra. Begoña Ruiz Bobes

TESIS DOCTORAL

TATIANA MILENA JULIAO LEMUS

2021



RESUMEN DEL CONTENIDO DE TESIS DOCTORAL

1.- Título de la Tesis	
Español/Otro Idioma: Estudio de la Porosidad Orgánica con la Evolución Térmica en Rocas Generadoras Cretácicas de la Cuenca Valle Medio del Magdalena, Colombia.	Inglés: Relationship Between Organic Porosity and Thermal Maturity from Cretaceous Source Rocks in the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia.
2.- Autor	
1 Nombre: Tatiana Milena Juliao Lemus	DNI/Pasaporte/NIE: /
Programa de Doctorado: BioGeociencias	
Órgano responsable: Universidad de Oviedo	

RESUMEN (en español)

La presente investigación se ha centrado en la evaluación de Rocas Cretácicas de la Cuenca Valle Medio del Magdalena (VMM), Colombia, en los intervalos Aptiano–Albiano (Aptiense-Albiense) y Cenomaniano–Campaniano (Cenomaniense-Campaniense), para determinar si pueden considerarse como Yacimientos de Roca Generadora (YRG) de hidrocarburos. Para ello se realizaron análisis de geoquímica orgánica, petrografía orgánica, y palinofacies. Se analizaron 4235 muestras por pirólisis Rock-Eval y COT, 104 por petrografía orgánica, y 469 por palinofacies. Estas muestras proceden de 6 sondeos (Pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6) en la Cuenca VMM. Además, se realizó un estudio textural (porosimetrías, picnometrías, adsorción de N₂ a -196°C y CO₂ a 0°C) en una serie de muestras maduras artificialmente por hidropirólisis para reproducir la evolución de la materia orgánica.

El intervalo Aptiano-Albiano (Aptiense - Albiense) presenta alto contenido orgánico (>4%COT) y contiene un kerógeno tipo II con aportes locales de kerógeno III. El análisis de madurez térmica de esta materia orgánica en el norte del área de estudio sugiere variaciones que van del pico de generación de hidrocarburos líquidos hasta la ventana de aceite volátil; en el noroccidente, varían de la ventana de aceite volátil, hasta la ventana de gas húmedo; y en el sector sur/suroriente, la madurez varía de la ventana de gas húmedo a la del gas seco. La evaluación de la presencia y potencialidad en hidrocarburos (líquidos y gaseosos) permitió identificar un intervalo de 100 pies (30,5 m) en el pozo EST-6 que puede considerarse como un nivel sedimentario con hidrocarburos producibles. En el pozo EST-1 se obtuvieron valores de interés (67 a 221 pcs/ton) compatibles con un potencial yacimiento de gas.

El intervalo Cenomaniano–Campaniano (Cenomaniense-Campaniense), tiene contenidos orgánicos de muy buenos a excelentes (COT>2%), un kerógeno tipo II y un intervalo específico con kerógeno II/III. La materia orgánica del intervalo Coniaciano – Campaniano (Coniaciense-Campaniense) tiene una madurez térmica temprana mientras que la del intervalo Cenomaniano–Coniaciano (Cenomaniense-Coniaciense) se sitúa en el pico de generación de aceite o cercano a él. Hay intervalos de interés como yacimientos producibles en la secuencia del Coniaciano – Campaniano (Coniaciense-Campaniense) probablemente producto de la mezcla de hidrocarburos migrados y de hidrocarburos generados por la misma roca. Se identificaron intervalos de hidrocarburos producibles en la parte media y a techo de la secuencia del Cenomaniano– Coniaciano (Cenomaniense-Coniaciense), en este caso es un yacimiento de roca generadora (YRG).



Los resultados de los análisis de palinofacies indican para el Aptiano–Albiano (Aptiense-Albiense) una plataforma de carbonatos, con fluctuaciones en un ambiente marino de plataforma media a proximal. Para el Cenomaniano-Campaniano (Cenomaniense-Campaniense) se reconocieron fluctuaciones entre una plataforma marina distal y una cuenca proximal subóxica-anóxica, a excepción del Turoniano Medio (Turonense Medio) donde la cuenca se someriza depositándose material marino con aportes terrestres en una plataforma media a proximal.

Según el análisis textural de la serie madurada artificialmente por hidropirólisis, el volumen de poro aumenta gradualmente con la evolución térmica de la materia orgánica. Dicho aumento se ve pronunciado en los macroporos y mesoporos con tamaños entre 5,5-12000 nm. Los resultados de la adsorción de nitrógeno indican un incremento importante del volumen total adsorbido (aumento de microporos y mesoporos) y del área superficial específica (SBET) con la madurez térmica. Los resultados de adsorción de CO₂, indican un incremento (más del triple) del volumen de microporos estrechos y de la superficie específica Dubinin-Radushkevich, entre la muestra original y la muestra lavada con diclorometano que extrae los hidrocarburos libres ocluidos en los poros. Esta tendencia también se observa con el aumento de la madurez térmica.

Se realizó un estudio del bitumen sólido para determinar sus posibilidades como paleotermómetro. La construcción de un diagrama de dispersión que correlaciona la reflectancia de la vitrinita con la reflectancia del bitumen sólido proporcionó una ecuación que permite obtener la reflectancia equivalente de la vitrinita: $R_{oequi} = 0.8607R_{obs} + 0.2358$, donde R_{oequi} es la reflectancia equivalente de la vitrinita y R_{obs} es la del bitumen sólido.

RESUMEN (en Inglés)

The present study consists in the evaluation of Cretaceous rocks from the Middle Magdalena Valley (MMV) basin, Colombia, in the Aptian - Albian and Cenomanian - Campanian intervals, in order to establish if they can be considered as USHR (Unconventional Shale Reservoir). For this purpose, organic geochemistry, organic petrography, palynofacies and textural analyses (porosimetry, N₂ and CO₂ adsorption isotherms) were carried out. TOC-Leco and Rock Eval pyrolysis data were analyzed for 4235 samples, organic petrography analyses to 104 samples and palynofacies analyses to 469 samples; these samples are distributed in 6 wells of the MMV Basin (Wells EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 and EST-6). In addition, a textural study (porosimetry, pycnometry, adsorption of N₂ at -196°C and CO₂ at 0°C) was carried out in a series of samples artificially matured by hydrolysis to reproduce the evolution of organic matter.

The Aptian-Albian interval has high organic content (>4%TOC) and type II kerogen with local contributions of type III kerogen. The analysis of thermal maturity in the northern part of the study area suggests variations from the peak of liquid hydrocarbon generation to the volatile oil window; in the northwest, they vary from the volatile oil window to the wet gas window; and in the south/southeast sector, they vary from the wet gas window to the dry gas window. The evaluation of the presence of hydrocarbons (liquid and gaseous), allowed the identification of a 100 feet (30.5 m) interval in well EST-6 with characteristics of producible hydrocarbons, and in well EST-1 values of interest were identified (67 to 221 scf/ton), with characteristics of a potential gas reservoir.

The Cenomanian - Campanian interval, has very good to excellent organic contents (TOC>2%), type II kerogen and a specific interval with type II/III kerogen; thermal maturity is at the early stage in the Coniacian - Campanian interval, and at or near the generation peak, in the Cenomanian - Coniacian interval. Regarding the presence of hydrocarbons, it is suggested the presence of



intervals of interest as producible reservoirs in the Coniacian - Campanian interval, probably as a result of the mixture of migrated hydrocarbons with lesser amount of hydrocarbons generated by the rock itself. Likewise, intervals of producible hydrocarbons were identified in the Cenomanian - Coniacian, towards the middle and top of this sequence, and it is supposed that in this case the rock corresponds to an UShR.

The sedimentary environment proposed from palynofacies studies for the Aptian - Albian correspond to a carbonate platform, with fluctuations in the mid to proximal shelf marine environment, while for the Cenomanian - Campanian it corresponds to fluctuations in a distal marine platform and a suboxic-anoxic proximal basin, except for the Middle Turonian, where the basin is shallowed, and marine material with terrestrial input is deposited in a mid to proximal shelf environment.

According to the textural analysis of the hydrolyzed rock, the pore volume gradually increases with the thermal evolution of the organic matter. This increase is pronounced in macropores and mesopores with sizes between 5.5-12000 nm. The nitrogen adsorption results indicate a gradual increase in total adsorbed volume (micro-mesopores), as well as, BET specific surface area with increasing thermal maturity. As for the results of CO₂ adsorption isotherms, a substantial increase (more than threefold) in micropore volume and Dubinin-Radushkevich specific surface area can be observed between the original sample and the dichloromethane washed sample. This trend is also observed with increasing thermal maturity.

Additionally, a solid bitumen study was performed from which a scatter plot was built between vitrinite reflectance and solid bitumen reflectance, obtaining the equation $R_{oequi} = 0.8607R_{obs} + 0.2358$, where R_{oequi} is the equivalent vitrinite reflectance from solid bitumen and R_{obs} is the measured solid bitumen reflectance.

ÍNDICE

FIGURAS.....	V
TABLAS.....	XVI
SÍMBOLOS, ACRÓNIMOS, UNIDADES Y EQUIVALENCIAS.....	XVII
DEDICATORIA.....	XXVI
AGRADECIMIENTOS.....	XXVII
RESUMEN.....	XXIX
ABSTRACT.....	XXXII
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	12
2.1. OBJETIVO GENERAL.....	12
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12
3. MARCO GEOLÓGICO	14
3.1. GEOLOGÍA REGIONAL	14
3.2. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA (VMM)	18
3.2.1. Secuencia Triásico Tardío – Jurásico.....	18
3.2.2. Secuencia Cretácico Temprano: Berriasiano (Berriasiense) – Aptiano (Aptiense).....	21
3.2.3. Secuencia Cretácico Temprano (Albiano) – Paleoceno	23
3.2.4. Secuencia Eoceno Medio – Mioceno Temprano	26
3.2.5. Secuencia Mioceno Medio - Pleistoceno	28
3.3. ESTRATIGRAFÍA	29
3.3.1. Formación La Luna (Turoniano - Santoniano) (Turonense-Santonense).....	31
3.3.2. Grupo Oliní - Formación La Renta (Coniaciano - Campaniano) (Coniacense-Campanense).....	40
3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	41

4.	LA MATERIA ORGÁNICA SEDIMENTARIA.....	47
4.1.	GENERALIDADES SOBRE LA ACUMULACIÓN Y CONSERVACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA.....	48
4.2.	COMPOSICIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA SEDIMENTARIA.....	50
4.2.1.	Kerógeno: tipo y clasificación	50
4.2.2.	Materia Orgánica Particulada	55
4.2.2.1.	Petrografía de la materia orgánica dispersa.....	56
4.2.2.2.	Análisis visual del kerógeno y palinofacies	59
4.3.	TRANSFORMACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA: MADURACIÓN TÉRMICA.....	65
4.3.1.	Evolución de la materia orgánica	65
4.3.1.1.	Diagénesis.....	66
4.3.1.2.	Catagénesis.....	67
4.3.1.3.	Metagénesis	68
4.3.1.4.	Metamorfismo	68
4.3.2.	Evaluación de la Madurez Térmica de la Materia Orgánica.....	70
5.	MUESTRAS Y PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS.....	76
5.1.	MUESTRAS	76
5.2.	PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS.....	79
5.2.1.	Cantidad de Materia Orgánica	79
5.2.2.	Composición y Calidad de Materia Orgánica	83
5.2.3.	Madurez Térmica de la Materia Orgánica	100
5.2.4.	Análisis Textural de la Materia Orgánica	107
5.2.4.1.	Evaluación de la porosidad orgánica con la madurez térmica	114
6.	RESULTADOS E INTERPRETACIÓN.....	119
6.1.	CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROGRÁFICA DE ROCAS GENERADORAS EN LA CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA (VMM).....	119
6.1.1.	Caracterización geoquímica Y PETROGRÁFICA del INTERVALO aptiano – albiano (APTIENSE – ALBIENSE).....	¡Error! Marcador no definido.
6.1.1.1.	Contenido Orgánico, Composición y Madurez Térmica.....	¡Error! Marcador no definido.

6.1.1.2.	Presencia y potencialidad en Hidrocarburos.....	¡Error! Marcador no definido.
6.1.2.	Caracterización geoquímica Y PETROGRÁFICA DEL CRETÁCICO TARDÍO, INTERVALO CENOMANIANO – CAMPANIANO (CENOMANIENSE-CAMPANIENSE).....	165
6.1.2.1.	Contenido Orgánico, Composición y Madurez Térmica	165
6.1.2.2.	Presencia y potencialidad en Hidrocarburos.....	192
6.1.3.	Conclusiones de la caracterización de yacimientos de roca generadora del cretácico de Colombia.....	207
6.2.	CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL MEDIANTE EL ANALISIS DE PALINOFACIES DE ROCAS GENERADORAS EN LA CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA (VMM)	¡Error! Marcador no definido.
6.2.1.	Palinofacies del cretácico Temprano: intervalo aptiano (aptiense) – albiano (albiense).....	213
6.2.1.1.	Palinofacies Pozo EST-1	220
6.2.1.2.	Palinofacies Pozo EST-2	221
6.2.1.3.	Palinofacies Pozo EST-3	227
6.2.1.4.	Palinofacies Pozo EST-4	231
6.2.1.5.	Palinofacies Pozo EST-5	235
6.2.2.	Palinofacies del cretácico Tardío: intervalo cenomaniano (cenomaniense) – campaniano (campaniense).....	239
6.2.2.1.	Palinofacies Pozo EST-1	243
6.2.2.2.	Palinofacies Pozo EST-2	247
6.2.3.	Definición de paleoambientes sedimentarios a partir del análisis de palinofacies.....	250
6.2.3.1.	Paleoambientes Sedimentarios en el intervalo Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense)	250
6.2.3.2.	Paleoambientes Sedimentarios en el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense)- Campaniano (Campaniense)	255
6.2.4.	Conclusiones de los análisis de palinofacies para el establecimiento de ambientes sedimentarios en el cretácico de Colombia	259
6.3.	EVALUACIÓN DE LA POROSIDAD ORGÁNICA CON LA MADUREZ TÉRMICA.	261
6.3.1.	Maduración artificial por el sistema de hidropirólisis.....	264
6.3.1.1.	Selección de la muestra a madurar por el sistema de hidropirólisis	264

6.3.2.	Caracterización geoquímica y petrografía orgánica de la series hidropirolizadas.....	273
6.3.3.	Estimación de la porosidad en las series hidropirolizadas.....	282
6.3.3.1.	Picnometría de Helio y Porosimetría de Mercurio	283
6.3.3.2.	Isotermas de Adsorción de N ₂	295
6.3.3.3.	Isotermas de Adsorción de CO ₂	299
6.3.4.	CONCLUSIONES DE LA CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA, MICROSCOPICA Y TEXTURAL DE LAS SERIES HIDROPIROLIZADAS	301
6.4.	El bitumen sólido como posible paleotermómetro	304
6.4.1.	La reflectancia del bitumen sólido como potencial parámetro de madurez orgánica en las rocas generadoras colombianas	306
6.4.2.	Conclusiones sobre el bitumen sólido como posible paleotermómetro.....	321
7.	CONCLUSIONES GENERALES (español e inglés)	323
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	336
9.	ANEXOS	367

FIGURAS

Figura 1.1. Posibles localizaciones para el desarrollo de los PPII en las cuencas VMM y Cesar-Ranchería. Fuente: IPD América Latina basado en la ANH en Padilla (2020).	4
Figura 3.1. Principales estructuras de la cuenca del Valle Medio del Magdalena.	16
Figura 3.2. Columna estratigráfica generalizada para la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Tomado de Sánchez et al. (2021).	17
Figura 3.3. Evolución geológica resumida de la Cuenca VMM.	19
Figura 3.4. Corte esquemático del Triásico al Jurásico Temprano. Sedimentación de las formaciones Sudan, Morrocoyal, Bocas y Norean. Tomado y modificado de Clavijo et al. (2008).	21
Figura 3.5. Corte esquemático del Hauteriviano (Hauteriviense) al Albiano (Albiense). Sedimentación de las formaciones Arenal, Rosablanca y Paja. Tomado y modificado de Clavijo et al. (2008).	23
Figura 3.6. Corte esquemático del Cenomaniano (Cenomaniense) al Maastrichtiano (Maastrichtiense). Sedimentación de las formaciones Simití, El Salto, La Luna y Umir. Tomado y modificado de Clavijo et al. (2008).	25
Figura 3.7. Evolución tectonoestratigráfica del Coniaciano (Coniaciense) al Paleoceno (Modificado de Suárez, 1996 - Tomado de Córdoba et al., 2001).	26
Figura 3.8. Evolución tectonoestratigráfica del Eoceno – Mioceno. (Modificado de Suárez, 1996 – Tomado y modificado de Córdoba et al., 2001).	27
Figura 3.9. Evolución tectonoestratigráfica del Eoceno Medio - Mioceno (Modificado de Suárez, 1996 - Tomado y modificado de Córdoba et al., 2001).	29
Figura 3.10. Columna estratigráfica de la Formación La Luna en el sector norte de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Tomado de Clavijo (1995)	34
Figura 3.11. Mapa geológico con elementos estructurales de la cuenca VMM. Modificado de Martínez & Mendoza, (2012).	43
Figura 3.12. Mapas con los principales rasgos estructurales de la cuenca VMM. Modificado de Barrero et al., 2007, y Mojica y Franco, 1990.	46

Figura 4.1. Diagrama H/C versus O/C (diagrama de van Krevelen) que muestra los tipos de kerógeno existentes, así como la relación entre los tipos de kerógeno y los grupos macerales (componentes orgánicos identificables por microscopía).....	52
Figura 4.2. Etapas de evolución de la materia orgánica con el progresivo enterramiento de los sedimentos (CH: carbohidratos, AA: aminoácidos, FA: ácidos fúlvicos, HA: ácidos húmicos, L: lípidos; Ro: reflectancia de la vitrinita). Adaptado de Tissot y Welte (1984).....	69
Figura 4.3. Escalas de madurez orgánica (obtenidas a partir de métodos geoquímicos y petrográficos) y su correlación, así como las distintas fases de generación de hidrocarburos.....	74
Figura 5.1. Localización de los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6 analizados en este estudio.....	78
Figura 5.2. Analizador de carbono orgánico total (COT) C230, marca LECO®, Modelo 619-400-400, utilizado en este trabajo.	81
Figura 5.3. Ejemplos de pirolizadores. (Izq.) Equipo Rock Eval 6 de la empresa Vinci; (Der.) Equipo Hawk de la empresa Wildcat Technologies. En el presente trabajo se utilizó el equipo Rock-Eval 6 (imagen izquierda).....	82
Figura 5.4. Pirograma obtenido en la pirólisis Rock-Eval de rocas generadoras.	86
Figura 5.5. Microscopio óptico LEICA DM4P LED, el cual cuenta con luz blanca reflejada, luz transmitida y modo fluorescencia, utilizado en este trabajo.	88
Figura 5.6. Imágenes de macerales del grupo Vitrinita de formaciones Cretácicas y Terciarias Colombiana	89
Figura 5.7. Imágenes componentes del grupo maceral Liptinita de formaciones Cretácicas y Terciarias Colombianas.....	90
Figura 5.8. Imágenes de Exudatinitas en rocas Cretácicas y Terciarias Colombianas, tomadas en modo fluorescencia	91
Figura 5.9. Imágenes de macerales del grupo Inertinita de formaciones Cretácicas y Terciarias Colombianas, tomadas en luz blanca reflejada, aumento 50x e inmersión en aceite.....	92
Figura 5.10. Imágenes de Zooclastos en rocas Cretácicas y Paleozoicas Colombianas, en luz blanca reflejada, aumento 50x.....	93
Figura 5.11. Imágenes de Bitumen Sólido en rocas Cretácicas Colombianas, en luz blanca reflejada, aumento 50x.....	94
Figura 5.12. Placa o sección delgada sobre la cual se realiza el análisis visual del kerógeno. En rojo se observa la forma de conteo de las partículas orgánicas.....	95

Figura 5.13. Clasificación de la MOE (Fitoclastos y Palinomorfos Continentales) y breve descripción de los componentes. Modificado de Plata et al. (2010).....	96
Figura 5.14. Clasificación de la MOE (algas de agua dulce, Palinomorfos continentales y Zooclastos) y breve descripción de los componentes. Modificado de Plata et al. (2010)...	97
Figura 5.15. Clasificación de la MONE (Materia Orgánica Amorfa y Secreciones Vegetales o Resinas) y breve descripción de los componentes. Modificado de Plata et al. (2010).	97
Figura 5.16. Ejemplo de histograma con los datos de reflectancia obtenidos para una muestra de una formación Colombiana, cuya media es de 0,57%Ro y la desviación estándar es de 0,04.	101
Figura 5.17. Conversión del kerógeno (diagénesis) en hidrocarburos líquidos y gaseosos (catagénesis y metagénesis) con la evolución térmica, medida por el %Ro (Reflectancia de la Vitritina). Ilustración modificada de Walters et al. (2003).....	102
Figura 5.18. Escala ICE de referencia basada en Fugro y Robertson Limited, utilizada en la presente investigación.	105
Figura 5.19. Escala IAT, basada en la carta de correlación de indicadores petrográficos de madurez térmica, establecidas por Staplin (1969); Robsertson Research (1979); Barnard et al. (1980), y Jones y Edison (1978).....	106
Figura 5.20. Equipo de Picnometría de helio Micromeritics AccuPyc 1330, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.....	111
Figura 5.21. Porosímetro de Mercurio Micromeritics AutoPore IV serie 9500, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.	112
Figura 5.22. Equipo de adsorción de N ₂ Micromeritics ASAP 2420, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.....	113
Figura 5.23. Equipo de adsorción de CO ₂ Quantachrome NOVA 4000, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.....	113
Figura 5.24. Reactor utilizado en los experimentos de maduración artificial por el sistema de hidropirólisis.	116
Figura 5.25. Esquemas del proceso de craqueo térmico de la materia orgánica en petróleo y gas durante los experimentos de hidropirólisis.	116
Figura 5.26. Esquema de la metodología seguida en el estudio de las rocas maduras artificialmente por el sistema de hidropirólisis.	117
Figura 5.27. Equipo SEM-EDX Quanta FEG 650 que lleva acoplado un EDAX Ametex Genesis Apex 4, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.....	118

Figura 6.1. Diagrama Wheeler, cuenca VMM con su correspondiente ambiente deposicional, composición lítica y faunística. Tomado de Etayo (1985,1994); GEOTEC (1992, 2000); Cooper et al. (1995); Gómez (2001) y Sarmiento-Rojas (2001) en Sarmiento (2011).....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.2. Perfil de la variación del contenido orgánico (%COT) con la profundidad de enterramiento en el intervalo Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense) en los pozos de perforación EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.3. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz blanca reflejada (a-b-d-e) y con objetivos de inmersión en aceite, y luz transmitida.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.4. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz transmitida (izquierda y centro) y en modo fluorescencia (derecha) de muestras representativas del intervalo sedimentario Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense) en el centro de la cuenca VMM...
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.5. Comparación del comportamiento del IH (Índice de Hidrógeno) y de la relación S2/S3 con la profundidad de enterramiento para el pozo EST-1.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.6. Comparación del comportamiento del IH (Índice de Hidrógeno) (izquierda) y de la relación S2/S3 (centro) respecto a la profundidad y resultados del análisis visual del kerógeno (AVK) (derecha) para el pozo EST-2.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.7. Comparación del comportamiento del IH (Índice de Hidrógeno) (izquierda) y de la relación S2/S3 (centro) respecto a la profundidad y análisis visual del kerógeno (AVK) (derecha) para el pozo EST-3.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.8. Comparación del comportamiento del IH (Índice de Hidrógeno) (izquierda) y de la relación S2/S3 (derecha) respecto a la profundidad para el pozo EST-4.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.9. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz transmitida para el pozo EST-4. Las profundidades están dadas en pies (1 pie = 0,3048 m).**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.10. Comparación del comportamiento del IH (Índice de Hidrógeno) (izquierda) y de la relación S2/S3 (derecha) respecto a la profundidad para el pozo EST-5.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.11. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz transmitida (izquierda) y modo fluorescencia de la misma imagen de la izquierda (derecha) para el pozo EST-4.
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.12. Comparación del comportamiento del IH (Índice de Hidrógeno) (izquierda) y de la relación S2/S3 (centro) respecto a la profundidad del pozo EST-6 y análisis visual del kerógeno (AVK) (derecha) contenido en su serie sedimentaria. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.13. Correlación entre los parámetros de madurez orgánica T_{máx} y reflectancia de la vitrinita. El número total de muestras analizadas que dan como resultado esta correlación es de 4.863. Tomado de Jarvie (2018). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.14. Imágenes tomadas en microscopía de luz transmitida (arriba) y en modo fluorescencia (abajo). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.15. Evolución térmica de la materia orgánica en las secuencias sedimentarias de los pozos EST-2 y EST-6, obtenida por integración de los datos de reflectancia equivalente a partir del parámetro T_{máx} y del bitumen sólido, y de los índices ICE e IAT. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.16. Imágenes tomadas en microscopía de luz transmitida (arriba) y en modo fluorescencia (abajo). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.17. Evolución térmica de la materia orgánica en las secuencias sedimentarias de los pozos EST-3 y EST-5, a partir de la integración de los datos de %R_{oqui}T_{máx}, %R_{oqui}BS, ICE e IAT calibrados con la reflectancia de la vitrinita como medida directa (%R_o). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.18. Evolución térmica de la materia orgánica en las secuencias sedimentarias de los pozos EST-1 y EST-4, a partir de la integración de los datos de %R_o (reflectancia de la vitrinita obtenida por medición directa), %R_{oqui}T_{máx}, %R_{oqui}BS e ICE. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.19. Imágenes tomadas en microscopía de fluorescencia (A-C) y en luz blanca reflejada (B-D). Presencia de Hidrocarburos líquidos (HCs) y bitumen sólido (BS) en el pozo EST-6. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.20. Comportamiento de los hidrocarburos libres y producibles en las rocas del pozo EST-2 con el incremento de la profundidad. Las profundidades están dadas en pies (1 pie = 0,3048 m). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.21. Comportamiento de los hidrocarburos libres y producibles en las rocas del pozo EST-6 con el incremento de la profundidad. Las profundidades están dadas en pies (1 pie = 0,3048 m). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.22. Comportamiento de los hidrocarburos libres y producibles en las rocas del pozo EST-3 con el incremento de la profundidad. Las profundidades están dadas en pies (1 pie = 0,3048 m). **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.23. Comportamiento del contenido de gas total (gas perdido + gas libre + gas residual) con la profundidad para el pozo EST-3.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.24. Imágenes tomas en microscopía de fluorescencia (A) y en luz blanca reflejada (B). Presencia de Hidrocarburos líquidos (HCs) y bitumen sólido (BS) en el pozo EST-5, profundidad 8800 pies (2682,2 metros).....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.25. Comportamiento de los hidrocarburos libres y producibles en las rocas del pozo EST-5 con el incremento de la profundidad. Las profundidades están dadas en pies (1 pie = 0,3048 m).....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.26. Perfiles de %COT (%TOC) vs Contenido de Gas (PCS/Ton) para el intervalo Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense) en los pozos EST-3, EST-5, EST-1 y EST-4, organizados en sentido noroccidente a suroriente**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.27. Comportamiento del contenido de gas total (gas perdido + gas libre + gas residual) con la profundidad para el pozo EST-1..... 163

Figura 6.28. Comportamiento del contenido de gas total (gas perdido + gas libre + gas residual) con la profundidad para el pozo EST-4.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.29. Variación del contenido orgánico (%COT) con la profundidad de enterramiento para el Cretácico Tardío (intervalos Cenomaniano /Cenomaniense) – Coniaciano/Coniaciense en naranja y Coniaciano/Coniaciense – Campaniano/Campaniense en azul) en los pozos EST-1, EST-2;**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.30. Variación del contenido orgánico (%COT) con la profundidad de enterramiento para el Cretácico Tardío (intervalos Cenomaniano /Cenomaniense)– Coniaciano/Coniaciense en naranja) en los pozos EST-3 y EST-4;**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.31. Variación del contenido orgánico (%COT) con la profundidad de enterramiento para el Cretácico Tardío (intervalos Cenomaniano /Cenomaniense)– Coniaciano/Coniaciense en naranja y Coniaciano/Coniaciense – Campaniano/Campaniense en azul) en el pozo EST-6.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.32. Perfiles del índice de hidrógeno (IH) y de la relación S2/S3 para el Cretácico Tardío (intervalos Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en naranja y Coniaciano (Coniaciense) – Campaniano (Campaniense) en azul) en el pozo EST-1.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.33. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz transmitida (izquierda) y modo fluorescencia (derecha) de las mismas imágenes para el pozo EST-1.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.34. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz transmitida (izquierda) y en modo fluorescencia (derecha) de las imágenes de la izquierda para el pozo EST-1.....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.35. Perfiles de índice de hidrógeno (IH) y de la relación S2/S3 para el Cretácico Tardío (intervalos Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en naranja y Coniaciano (Coniaciense) – Campaniano (Campaniense) en azul) para el pozo EST-2.....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.36. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz transmitida (A, C, E) y en modo fluorescencia de las imágenes de la izquierda (B, D, F) para el pozo EST-1.....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.37. Perfiles de índice de hidrógeno (IH) y de la relación S2/S3 para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en el pozo EST-3
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.38. Perfiles de índice de hidrógeno (IH) y de la relación S2/S3 para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en el pozo EST-4
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.39. Perfiles de índice de hidrógeno (IH) y de la relación S2/S3 para el Cretácico Tardío (intervalos Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en naranja y Coniaciano (Coniaciense) – Campaniano (Campaniense) en azul) en el pozo EST-6.....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.40. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz transmitida para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) del pozo EST-6.....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.41. Fotomicrografías en microscopía óptica de luz transmitida (izquierda) y modo fluorescencia de la imagen de la izquierda (derecha) para el intervalo coniaciano (coniaciense) – campaniano (campaniense) del pozo EST-6.....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.42. Evolución térmica del Cretácico Tardío con el aumento de la profundidad en los pozos EST-2 y EST-6.
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.43. Imágenes tomadas en microscopía de fluorescencia para el pozo EST-2 (izquierda) a partir de láminas delgadas y en roca total para el pozo EST-6 (derecha)....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.44. Evolución térmica de la materia orgánica con la profundidad para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en el pozo EST-3.....
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.45. Evolución térmica de la materia orgánica con la profundidad para el Cretácico Tardío en los pozos EST-1 y EST-4.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.46. Comportamiento de los hidrocarburos libres (S1) y producibles (IB) con el aumento de la profundidad para el Cretácico Tardío, intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) (círculos color naranja) e intervalo Coniaciano (Coniaciense) – Campaniano (Campaniense) (círculos color azul), en el pozo EST-2. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.47. Imágenes tomadas en microscopía de luz blanca reflejada (izquierda) y modo fluorescencia (derecha) en muestras del Cretácico Tardío en el pozo EST-2.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.48. Imágenes tomadas en microscopía de luz blanca reflejada (A-C) y en modo fluorescencia (B-D-E-F) para la base del intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en el pozo EST-2.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.49. Comportamiento de los hidrocarburos libres (S1) y producibles (IB) con el aumento de la profundidad para el Cretácico Tardío, intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) (círculos color naranja) e intervalo Coniaciano (Coniaciense) – Campaniano (Campaniense) (círculos color azul), en el pozo EST-6. **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.50. Imágenes tomadas en microscopía de luz blanca reflejada (A) y en modo fluorescencia (B) para la base del intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en el pozo EST-6.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.51. Comportamiento de los hidrocarburos libres (S1) y producibles (IB) con el aumento de la profundidad para el Cretácico Tardío en el pozo EST-3**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.52. Comportamiento de los hidrocarburos libres (S1) y producibles (IB) con el aumento de la profundidad para el Cretácico Tardío en el pozo EST-4.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.53. Comportamiento de los hidrocarburos libres (S1) y producibles (IB) con el aumento de la profundidad para el Cretácico Tardío.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.54. Imágenes tomadas en microscopía de fluorescencia para las muestras del Cretácico Tardío en el pozo EST-1. A (11741 pies – 3578,7 m); B (11765 pies – 3586 m); C (11783 pies – 3591,4 m); D (11806 pies – 3598,5 m). HCs: gotas de hidrocarburos.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.55. Imágenes tomadas en microscopía de luz blanca reflejada (derecha) y modo fluorescencia (A-C) para la base del intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense) en el pozo EST-1.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.56. Clúster Modo R obtenido usando el software libre Past. Dendrograma después de un *Bootstrap* (método estadístico de distribución de muestras) de 1000 repeticiones mediante el método de Ward con un Coeficiente de Correlación de 0,9921.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.57. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-1, en el intervalo Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense).**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.58. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-2, en el intervalo Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense). 1.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.59. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-2.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.60. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-3.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.61. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-3.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.62. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-4;.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.63. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-4.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.64. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-5.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.65. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-5.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.66. Clúster Modo R obtenido usando el software libre Past.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.67. Componentes orgánicos representativos observados en el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense)-Campaniano (Campaniense) para el pozo EST-1**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.68. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST- 1.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.69. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-2.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.70. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-2.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.71. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para el intervalo Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense) en los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4 y EST-5.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.72. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para los intervalos identificados a partir del análisis de palinofacies en la secuencia sedimentaria Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense) en los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4 y EST-5.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.73. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) - Campaniano (Campaniense) en los pozos EST-1 y EST-2.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.74. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para los intervalos identificados a partir de los análisis de palinofacies en la secuencia sedimentaria Cenomaniano (Cenomaniense) - Campaniano (Campaniense) para los pozos EST-1 y EST-2.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.75. Sección transversal de un sólido poroso.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.76. Localización de afloramientos del Cretácico Tardío evaluados para la selección de la muestra idónea a madurar por el sistema de hidropirólisis.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.77. Localización del afloramiento donde se tomó la muestra seleccionada para los experimentos de maduración artificial por hidropirólisis.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.78. Izq. %COT (contenido orgánico) para las muestras de afloramiento de la quebrada Aguadulce y la muestra seleccionada**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.79. Izq.: Imágenes tomadas en microscopía de luz transmitida de la muestra seleccionada para este estudio, correspondiente a la petrofacies Arcillolita Fosilífera Rica en Materia Orgánica; Der.: Resultados DRX (Composición Roca Total y Fracción menor a 2 micras) para la misma muestra.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.80. Resultados de la caracterización geoquímica COT-Leco y Pirólisis Rock-Eval de la muestra seleccionada (Referencia: AD-4X-68.7) en condiciones originales (bruta) y posteriormente lavada con disolventes orgánicos (diclorometano).**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.81. Evolución de los parámetros geoquímicos para las muestras evolucionadas térmicamente por hidropirólisis.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.82. Imágenes en microscopía de luz blanca transmitida de la muestra original y de las muestras hidropirolizadas.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.83. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz blanca reflejada e inmersión en aceite. Bitumen sólido de la muestra original.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.84. Imágenes obtenidas por Microscopía electrónica de barrido (SEM). Arriba: Foraminífero con las cámaras ocupadas parcialmente por bitumen sólido. Abajo: Grieta con bitumen sólido. El C, S y V son elementos propios y típicos de los bitúmenes sólidos.
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.85. Imágenes obtenidas por Microscopía electrónica de barrido (SEM). Foraminífero con las cámaras ocupadas parcialmente por bitumen sólido. El análisis EDX muestra la presencia de azufre (S) y Vanadio (V).....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.86. Imágenes SEM-EDX de la muestra de partida y de las muestras obtenidas a diferentes temperaturas de hidropirólisis (330°C, 345°C y 365°C).**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.87. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz blanca reflejada (arriba), luz polarizada y placa de retardo (centro-abajo). Bitumen sólido de la muestra tratada a 345°C/72h.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.88. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz blanca reflejada. Desarrollo de porosidad y reducción en volumen del bitumen sólido en la muestra original y en las sometidas a hidropirólisis (330°C, 340°C y 365°C).....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.89. Clasificación de los tamaños de poro en un material y alcances de las técnicas usadas. En el estudio de las muestras por porosimetría de Hg se utiliza como ángulo de contacto 130° y de tensión superficial de mercurio 485 dyn/cm.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.90. Evolución de la densidad real en relación con el contenido en carbono (%COT) para las series hidropirolizadas.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.91. Evolución de la densidad aparente para las series hidropirolizadas en relación con la evolución térmica dada por la variación en el parámetro T_{máx} del Rock-Eval.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.92. Porosidad (%) de las muestras para poros de tamaños comprendidos entre >0,2 - 12000 nm, 5,5 - 12000 nm y entre >0,2 - 5,5 nm con el incremento de la madurez (T_{máx}°C).**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.93. Evolución del volumen de poro (cm³/gr) para poros de tamaños comprendidos entre >0,2-12000 nm, 50-12000 nm, 5,5-50 nm y >0,2-5,5 nm, con el incremento de la madurez.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.94. Evolución de la contribución de los distintos rangos de poros en el volumen de poro total con el incremento de la madurez térmica dado por los valores de T_{máx}.
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.95. Isotermas de adsorción de nitrógeno a -196 °C. Nótese la posición de la muestra de menos madura (libre de HCs) respecto a las muestras con mayor madurez.
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.96. (Izq.) Evolución del volumen total adsorbido a la presión relativa (p/p^0) de 0,99 con la madurez térmica (T_{máx} de la pirólisis RE) y (Der.) de la Superficie específica BET (S_{BET}).**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.97. Isotermas de adsorción de CO₂ a 0 °C para las muestras analizadas.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.98. (Izq.) Evolución del volumen de microporo obtenido a partir de las isotermas de adsorción de CO₂ a 0 °C con la madurez térmica (T_{máx}), y (Der.) evolución de la superficie específica de Dubinin-Radushkevich (S_{DR}).**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.99. Localización de las cuencas donde se ubican las muestras utilizadas en el estudio que se expone en esta sección. Mapa de Ecopetrol-ICP, 2010. Las cuencas se encuentran delimitadas por una línea fucsia.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.100. Integración de los datos de madurez térmica para el pozo CK-1.....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.101. Histograma, a modo de ejemplo, que expresa la reflectancia de las poblaciones de bitumen sólido identificadas en una muestra.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.102. (Izq.) Datos procesados para la interpretación y correlación entre la reflectancia de la vitrinita y la reflectancia de graptolites en algunas muestras de edad Paleozoico. (Der.): partículas de graptolites, acritarcos y grandiosporas identificadas.
¡Error! Marcador no definido.

Figura 6.103. Diagrama de correlación entre la reflectancia del bitumen sólido (eje X) y la reflectancia de la vitrinita medida (en rocas de edad Cretácico y Terciario) y calculada a partir de los graptolites (en rocas pre-Devónicas) (eje Y).....**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.104. Diagrama de dispersión que compara la reflectancia del bitumen sólido y la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando las ecuaciones de la literatura y la ecuación propuesta en este estudio.**¡Error! Marcador no definido.**

Figura 6.105. Diagrama de dispersión que correlaciona la reflectancia del bitumen sólido y la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando las ecuaciones de la literatura

mencionadas en el texto y la ecuación propuesta en este estudio, para valores de bitumen sólido menores a 1,4%.**¡Error! Marcador no definido.**

TABLAS

Tabla 3.1. Resumen de las características litoestratigráficas del Cretácico en la Cuenca VMM.....	30
Tabla 3.2. Resumen de las características litoestratigráficas del Terciario en la Cuenca VMM.....	31
Tabla 4.1. Clasificación de la materia orgánica dispersa (modificada a partir de Taylor, 1998; ICCP, 1998, 2001; Sýkorova et al., 2005; Pickel et al., 2017; ICCP/TSOP, 2002).	57
Tabla 4.2. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Grupo Fitoclasto basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).....	62
Tabla 4.3. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Grupo Palinomorfo basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).....	63
Tabla 4.4. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Subgrupo Zoomorfo y del Grupo Zooclasto basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).....	64

Tabla 4.5. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Grupo Amorfo basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).....	65
Tabla 5.1. Parámetros para la interpretación del %COT en una secuencia sedimentaria. Modificado de Waples (1985) y Peters (1986).....	83
Tabla 5.2. Parámetros para la interpretación del tipo de kerógeno de acuerdo a los parámetros IH y S2/S3 obtenidos de la pirólisis Rock-Eval.....	87
Tabla 5.3. Nomenclatura y Clasificación de los componentes orgánicos identificados tanto por microscopía de luz blanca reflejada como mediante microscopía de luz blanca transmitida y por microscopía de fluorescencia.....	98
Tabla 6.1. Condiciones de los experimentos de hidropirólisis para la serie de temperatura. Las muestras sombreadas fueron seleccionadas para análisis de porosidad.	¡Error! Marcador no definido.
Tabla 6.2. Condiciones de los experimentos de hidropirólisis para las series de tiempos. Las muestras sombreadas fueron seleccionadas para análisis de porosidad.	¡Error! Marcador no definido.
Tabla 6.3. Resumen de resultados geoquímicos para las series de rocas hidropirólizadas.....	¡Error! Marcador no definido.
Tabla 6.4. Valores del COT (TOC), T _{máx} de la Pirólisis Rock-Eval, reflectancia del bitumen sólido (%Robs), densidad real (densidad por picnometría de He), densidad aparente y esquelética (densidades por porosimetría de mercurio), y porosidades para la muestra original, original libre de hidrocarburos y las hidropirólizadas en diferentes condiciones experimentales.....	¡Error! Marcador no definido.
Tabla 6.5. Valores del %COT (TOC), T _{máx} de la Pirólisis Rock-Eval, Volumen total de poro y distribución de los volúmenes de poros (expresados en cm ³ /g y %) según rango de tamaños para la muestra original, original libre de hidrocarburos y las hidropirólizadas en diferentes condiciones experimentales.....	¡Error! Marcador no definido.
Tabla 6.6. Valores del COT (TOC), T _{máx} de la Pirólisis Rock-Eval, Volumen total de poro (V _{TOT}) a p/p ⁰ =0,95 y p/p ⁰ =0,99 y el área superficial específica BET (S _{BET}) obtenidos de las isothermas de adsorción de N ₂ a -196 °C, así como el volumen de microporo (W ₀) y la superficie de Dubinin Radushkevich (S _{DR}) obtenidos de las isothermas de adsorción de CO ₂ a 0 °C para la muestra original, original libre de hidrocarburos y las hidropirólizadas en diferentes condiciones experimentales.....	¡Error! Marcador no definido.
Tabla 6.7. Resultados del contenido en Carbono orgánico total (%COT-TOC LECO), del parámetro T _{máx} , y valores de reflectancia equivalente de la vitrinita obtenidos a partir del parámetro T _{máx} , y	

de las reflectancias de los bitúmenes sólidos en sus diferentes fases, para las muestras hidropirólizadas en condiciones de temperatura variable (de 300°C hasta 365°C) y tiempo constante (72 horas)..... 307

Tabla 6.8. Datos de madurez térmica a partir de la pirólisis Rock Eval, petrografía orgánica y biomarcadores, utilizados en la integración del pozo CK-1. Encabezado verde: pirólisis RE, encabezado amarillo: petrografía orgánica, encabezado gris: biomarcadores..... **¡Error! Marcador no definido.**

Tabla 6.9. Ecuaciones existentes en la literatura que permiten determinar la reflectancia equivalente de la vitrinita (Ro) a partir de la reflectancia medida sobre los bitúmenes sólidos (Robs) en diferentes formaciones y/o cuencas. Modificado de Mastalerz et al. (2018). **¡Error! Marcador no definido.**

SÍMBOLOS, ACRÓNIMOS, UNIDADES Y EQUIVALENCIAS

En sistemas petrolíferos:

(?) = Especulativo

(.) = Hipotético

(!)= Conocido

Edades:

Aptiano = Aptiense

Albiano = Albiense

Berriasiano = Berriasiense

Cenomaniano = Cenomaniense

Campaniano = Campaniense

Coniaciano = Coniaciense

Santoniano = Santoniense

Turoniano = Turoniense

Maastrichtiano = Maastrichtiense

Equivalencias:

Sweet spots: Intervalos con características geoquímicas de interés

Topo: techo (en secuencias sedimentarias)

Suramérica = Sudamérica

Foreland = Antepaís

Acrónimos:

Å: ángstrom

°API= Gravedad API

β : Factor de afinidad (adsorción de CO₂).

λ : lambda

%: porcentaje

Ø: porosidad

K: permeabilidad

μ m, um: micras

AAI: Índice de Alteración del Color de los Acritarcos

ACP: Asociación Colombiana del Petróleo

AD: Aguadulce

AD-4X-68.7: muestra correspondiente a la petrofacies de lutitas negras calcáreas

Af. AD: afloramiento Aguadulce

Alg: Alginitas

AM: alga marina

AMC: Alteración del Color de los Microfósiles

ASTM: American Society for Testing and Materials

AVK: análisis visual del kerógeno

BBC: British Broadcasting Corporation

BBO: Billones de Barriles de Petróleo

BR: reflectancia del bitumen sólido

BS: bitumen sólido
bt: bootstrap, herramienta informática o método estadístico
C: carbono
CAI: Índice de Alteración del Color
CF: cámara de foraminífero con bitumen sólido
cf: cámara de foraminífero
CH: carbohidratos
COT: Carbono Orgánico total
CRr: reflectancia del Quitinozoarios
CS2: disulfuro de carbono
CFTL: cámara de foraminífero con bitumen sólido
Din: dinoflagelado
DRX: Difracción de Rayos X
Esp: Espora
Esp: esporomorfo
EOR: recobro mejorado
EST-1 pozo
EST-2 pozo
EST-3 pozo
EST-4 pozo
EST-5 pozo
EST-6 pozo
FA: ácidos fúlvicos
FID: detector de ionización de llama
FitOA: Fitoclasto Opaco Acicular
FitOE: Fitoclasto Opaco Equidimensional

FitTB: Fitoclasto Translúcido Bio-estructurado
FitTNB: Fitoclasto Translúcido No bio-estructurado
FO: fitoclasto opaco
FPM: diagrama ternario (fitoclastos, palinomorfos, materia orgánica amorfa)
FT: Fitoclasto translúcido
FTL: Foram Test Lining
FTA: fitoclasto translúcido amorfizado
FTB: fitoclasto translúcido bioestructurado
g: gramos
GC cromatografía de gases
GCMS cromatografía de gases con espectrometría de masas
GRr: reflectancia de los graptolitos
H: hidrógeno
HA: ácidos húmicos
HC: huevo de copépodo
HCl: ácido clorhídrico
HCs: Hidrocarburos
HF: ácido fluorhídrico
HRr: reflectancia de los hidroides
IAT (TAI): Índice de Alteración Térmica
IB: Índice de Bitumen (mg HC/g COT)
IB: Hidrocarburos producibles
ICCP International Committee for Coal and Organic Petrology
ICE (SCI): Índice de Color de Esporas
ICM: Índice de Color de los Microfósiles
IH: Índice de Hidrógeno (mg HC/g COT)

IMF: Índice de metilfenantreno
IO: índice de Oxígeno (mg HC/g COT)
IP: Índice de Producción (mg HC/g COT)
ISO: Organización Internacional de Normalización o Estandarización
IUPAC: International Union of Pure and Applied Chemistry
k: porcentaje promedio de carbono en la materia orgánica
kg: kilogramos
L: lípidos
LC cromatografía líquida
m.a. = millones de años
Mcf: Recristalizaciones minerales en microfósiles
md: milidarcy
mg: miligramos
Mi: Micrinita
Mic: Micrinita
MOA: materia orgánica amorfa
MOA F: materia orgánica amorfa fluorescente
MOA NF: materia orgánica amorfa no fluorescente
MOD: materia orgánica dispersa
MOE: Materia Orgánica Estructurada
MONE: Materia Orgánica No Estructurada
MOS: materia orgánica sedimentaria
Mpa: Megapascal
nm: nanómetro
N: nitrógeno
O: oxígeno

OPEP: Organización de Países Exportadores de Petróleo

pcs/ton: pies cúbicos estándar por tonelada

p/p^0 : presión relativa

PAST v17: software PAlaeontological Statistics

PF: pellets fecales

Pi: pirita

Pol: polen

PPII: proyectos piloto de investigación

PsA: materia orgánica pseudoamorfa

psi: libra de fuerza por pulgada cuadrada «*pounds-force per square inch*»

RE: Rock Eval

Ro: reflectancia de la vitrinita

RoequiT_{máx}: reflectancia equivalente de la vitrinita a partir de T_{máx} (pirólisis Rock-Eval)

RoequiBS: Reflectancia equivalente de la vitrinita obtenida a partir del bitumen sólido

Roequi: Reflectancia equivalente de la vitrinita obtenida a partir del bitumen sólido

Robs: Reflectancia del bitumen sólido medido

S: azufre

S1 (mg HC/g roca): Hidrocarburos libres

S2 (mg HC/g roca): Potencial generador del kerógeno

S3 (mg HC/g roca): corresponde al dióxido de carbono y CO producto del craqueo de la materia orgánica

S4 (mg HC/g roca): fracción de carbono residual (carbono no reactivo)

S_{BET}: área superficial específica BET

SCI (ICE): Índice de Color de Esporas

SCS: Polen/Color de las Esporas "Estándar"

S_{DR}: superficie específica Dubinin-Radushkevich

SEM-EDX: Microscopía electrónica de barrido- rayos X dispersivo en energía

SRr: reflectancia de los escolecodontes

TAI (IAT): Índice de Alteración Térmica

TAS: Esteranos triaromáticos

TAS1: Esteroides triaromáticos 1 (20 y 21 átomos de carbono)

TAS2: Esteroides triaromáticos 2 (26, 27 y 28 átomos de carbono)

TCl: Índice de Transmitancia de Color

Tmáx (°C): Valor máximo de temperatura de generación de hidrocarburos a partir del craqueo de la materia orgánica

TOC: Total Organic Carbon

TSOP: The Society of Organic Petrology

UPME: Unidad de Planeación Minero-Energética

USBs: unidades estructurales básicas

UShR: *Unconventional Shale Reservoir*

UV: ultravioleta

VMM: Valle Medio del Magdalena

VT: volumen total de poros por unidad de masa (cálculo con densidad real y aparente)

VTOT: Volumen total de poros por unidad de masa a p/p^0 de 0,95 y 0,99

YRG: Yacimientos de roca generadora

A DIOS (Padre, Hijo y Espíritu Santo) por Su infinito amor, misericordia y bendiciones. A Roberta y Lázaro... el regalo más grande, hermoso y perfecto.

AGRADECIMIENTOS

Mi más profundo agradecimiento y admiración a mi directora de tesis, la Dra. Isabel Suárez-Ruiz, por su dirección y sapiencia, por impulsarme a realizar esta tesis, por su constante apoyo, compartir sus conocimientos, compromiso y amistad... como dice mi esposo "por ser un ángel que Dios puso en mi camino".

A mi co-directora, la Dra. Begoña Ruiz Bobes, por abrirme las puertas de su laboratorio, de su conocimiento y su amistad.

Toda mi gratitud al Geólogo Dionisio Luis García, por ser un puntal fundamental en las actividades desarrolladas en el laboratorio de petrografía orgánica del INCAR, su valiosa colaboración y amabilidad brindada a mi familia y a mí en Oviedo, y por su entrañable amistad.

A mi Tutora, la Dra. Amalia Jiménez, por su apoyo y orientación en este hermoso camino del doctorado, por su calidad humana y disposición constante.

A las Dras. María de Jesús Cañal y María Aida González de la Universidad de Oviedo, por su colaboración y acompañamiento en diversas fases de esta tesis.

Al Instituto de Ciencia y Tecnología del Carbono (INCAR-CSIC) y a ECOPETROL S.A., quienes, a través de dos convenios de cooperación, me abrieron sus puertas para el desarrollo de las investigaciones aquí plasmadas.

A mi jefe Rafael Gómez Bayona por su apoyo en esta última etapa, crucial para la exitosa culminación de este manuscrito. A los líderes Edgar Pérez y Javier Pérez por su colaboración en los convenios de cooperación que permitieron que el doctorado fuera una realidad. Al Instituto Colombiano del Petróleo por darme la oportunidad de desarrollarme profesionalmente.

A mi esposo Robert Emilio (mi entrenador espiritual) y mis amados hijos Roberta y Lázaro, por su paciencia y amor incondicional durante este arduo trayecto. A Pachito, mi gatito, mi compañero fiel, de día y de noche. Mil gracias a mi familia hermosa por sacrificar gran parte de nuestro tiempo para que su mami alcanzara otro sueño.

A mi madre Lina Adelaida, mis hermanos (Eric, Nelson, Lorena, Vanessa y Juakis) y sobrinos (Andrés David, Martín José, Gabriela, Isabel Sofía, Erick Josué y Jorge Iván)... por su inmensa ayuda a través de sus oraciones y por su acompañamiento espiritual... valioso y reconfortante.

A Dios (Padre, Hijo y Espíritu Santo) por darme los recursos físicos, mentales y espirituales para escribir esta tesis.

RESUMEN

La presente investigación se ha centrado en la evaluación de Rocas Cretácicas de la Cuenca Valle Medio del Magdalena (VMM), Colombia, en los intervalos Aptiano–Albiano (Aptiense-Albiense) y Cenomaniano–Campaniano (Cenomaniense-Campaniense), para determinar si pueden considerarse como Yacimientos de Roca Generadora (YRG) de hidrocarburos. Para ello se realizaron análisis de geoquímica orgánica, petrografía orgánica, y palinofacies. Se analizaron 4235 muestras por pirólisis Rock-Eval y COT, 104 por petrografía orgánica, y 469 por palinofacies. Estas muestras proceden de 6 sondeos (Pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6) en la Cuenca VMM. Además, se realizó un estudio textural (porosimetrías, picnometrías, adsorción de N₂ a -196°C y CO₂ a 0°C) en una serie de muestras maduradas artificialmente por hidropirólisis para reproducir la evolución de la materia orgánica.

El intervalo Aptiano-Albiano (Aptiense - Albiense) presenta alto contenido orgánico (>4%COT) y contiene un kerógeno tipo II con aportes locales de kerógeno III. El análisis de madurez térmica de esta materia orgánica en el norte del área de estudio sugiere variaciones que van del pico de generación de hidrocarburos líquidos hasta la ventana de aceite volátil; en el noroccidente, varían de la ventana de aceite volátil, hasta la ventana de gas húmedo; y en el sector sur/suroriente, la madurez varía de la ventana de gas húmedo a la del gas seco. La evaluación de la presencia y potencialidad en hidrocarburos (líquidos y gaseosos) permitió identificar un intervalo de 100 pies (30,5 m) en el pozo EST-6 que puede considerarse como un nivel sedimentario con hidrocarburos producibles. En el pozo EST-1 se obtuvieron valores de interés (67 a 221 pcs/ton) compatibles con un potencial yacimiento de gas.

El intervalo Cenomaniano–Campaniano (Cenomaniense-Campaniense), tiene contenidos orgánicos de muy buenos a excelentes (COT>2%), un kerógeno tipo II y un intervalo específico con kerógeno II/III. La materia orgánica del intervalo Coniaciano – Campaniano (Coniaciense-Campaniense) tiene una madurez térmica temprana mientras que la del intervalo Cenomaniano–Coniaciano (Cenomaniense-Coniaciense) se sitúa en el pico de generación de aceite o cercano a él. Hay intervalos de interés como yacimientos producibles en la secuencia del Coniaciano – Campaniano (Coniaciense-Campaniense) probablemente producto de la mezcla de hidrocarburos migrados y de hidrocarburos generados por la misma roca. Se identificaron intervalos de hidrocarburos producibles en la parte media y a techo de la secuencia del Cenomaniano– Coniaciano (Cenomaniense-Coniaciense), en este caso es un yacimiento de roca generadora (YRG).

Los resultados de los análisis de palinofacies indican para el Aptiano–Albiano (Aptiense-Albiense) una plataforma de carbonatos, con fluctuaciones en un ambiente marino de plataforma media a proximal. Para el Cenomaniano-Campaniano

(Cenomaniense-Campaniense) se reconocieron fluctuaciones entre una plataforma marina distal y una cuenca proximal subóxica-anóxica, a excepción del Turoniano Medio (Turonense Medio) donde la cuenca se someriza depositándose material marino con aportes terrestres en una plataforma media a proximal.

Según el análisis textural de la serie madurada artificialmente por hidropirólisis, el volumen de poro aumenta gradualmente con la evolución térmica de la materia orgánica. Dicho aumento se ve pronunciado en los macroporos y mesoporos con tamaños entre 5,5-12000 nm. Los resultados de la adsorción de nitrógeno indican un incremento importante del volumen total adsorbido (aumento de microporos y mesoporos) y del área superficial específica (S_{BET}) con la madurez térmica. Los resultados de adsorción de CO_2 , indican un incremento (más del triple) del volumen de microporos estrechos y de la superficie específica Dubinin-Radushkevich, entre la muestra original y la muestra lavada con diclorometano que extrae los hidrocarburos libres ocluidos en los poros. Esta tendencia también se observa con el aumento de la madurez térmica.

Se realizó un estudio del bitumen sólido para determinar sus posibilidades como paleotermómetro. La construcción de un diagrama de dispersión que correlaciona la reflectancia de la vitrinita con la reflectancia del bitumen sólido proporcionó una ecuación que permite obtener la reflectancia equivalente de la vitrinita: $R_{oequi} = 0.8607R_{obs} + 0.2358$, donde R_{oequi} es la reflectancia equivalente de la vitrinita y R_{obs} es la del bitumen sólido.

ABSTRACT

The present study consists in the evaluation of Cretaceous rocks from the Middle Magdalena Valley (MMV) basin, Colombia, in the Aptian - Albian and Cenomanian - Campanian intervals, in order to establish if they can be considered as UShR (Unconventional Shale Reservoir). For this purpose, organic geochemistry, organic petrography, palynofacies and textural analyses (porosimetry, N₂ and CO₂ adsorption isotherms) were carried out. TOC-Leco and Rock Eval pyrolysis data were analyzed for 4235 samples, organic petrography analyses to 104 samples and palynofacies analyses to 469 samples; these samples are distributed in 6 wells of the MMV Basin (Wells EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 and EST-6). In addition, a textural study (porosimetries, pycnometries, adsorption of N₂ at -196°C and CO₂ at 0°C) was carried out in a series of samples artificially matured by hydrolysis to reproduce the evolution of organic matter.

The Aptian-Albian interval has high organic content (>4%TOC) and type II kerogen with local contributions of type III kerogen. The analysis of thermal maturity in the northern part of the study area suggests variations from the peak of liquid hydrocarbon generation to the volatile oil window; in the northwest, they vary from the volatile oil window to the wet gas window; and in the

south/southeast sector, they vary from the wet gas window to the dry gas window. The evaluation of the presence of hydrocarbons (liquid and gaseous), allowed the identification of a 100 feet (30.5 m) interval in well EST-6 with characteristics of producible hydrocarbons, and in well EST-1 values of interest were identified (67 to 221 scf/ton), with characteristics of a potential gas reservoir.

The Cenomanian - Campanian interval, has very good to excellent organic contents (TOC>2%), type II kerogen and a specific interval with type II/III kerogen; thermal maturity is at the early stage in the Coniacian - Campanian interval, and at or near the generation peak, in the Cenomanian - Coniacian interval. Regarding the presence of hydrocarbons, it is suggested the presence of intervals of interest as producible reservoirs in the Coniacian - Campanian interval, probably as a result of the mixture of migrated hydrocarbons with lesser amount of hydrocarbons generated by the rock itself. Likewise, intervals of producible hydrocarbons were identified in the Cenomanian - Coniacian, towards the middle and top of this sequence, and it is supposed that in this case the rock corresponds to an UShR.

The sedimentary environment proposed from palynofacies studies for the Aptian - Albian correspond to a carbonate platform, with fluctuations in the mid to proximal shelf marine environment, while for the Cenomanian - Campanian it corresponds to fluctuations in a distal marine platform and a suboxic-anoxic proximal basin, except for the Middle Turonian, where the basin is shallowed, and marine material with terrestrial input is deposited in a mid to proximal shelf environment.

According to the textural analysis of the hydrolyzed rock, the pore volume gradually increases with the thermal evolution of the organic matter. This increase is pronounced in macropores and mesopores with sizes between 5.5-12000 nm. The nitrogen adsorption results indicate a gradual increase in total adsorbed volume (micro-mesopores), as well as, BET specific surface area with increasing thermal maturity. As for the results of CO₂ adsorption isotherms, a substantial increase (more than threefold) in micropore volume and Dubinin-Radushkevich specific

surface area can be observed between the original sample and the dichloromethane washed sample. This trend is also observed with with increasing thermal maturity.

Additionally, a solid bitumen study was performed from which a scatter plot was built between vitrinite reflectance and solid bitumen reflectance, obtaining the equation $R_{oequi} = 0.8607R_{obs} + 0.2358$, where R_{oequi} is the equivalent vitrinite reflectance from solid bitumen and R_{obs} is the measured solid bitumen reflectance.

1. INTRODUCCIÓN

Actualmente nuestro planeta está viviendo una de las mayores crisis de su historia, el COVID-19, y como consecuencia de las medidas de bloqueo global y restricciones a la movilidad, se produjo una caída del 57% de la demanda mundial de petróleo. Ante esta crisis, la OPEP (organización de países exportadores de petróleo) buscó disminuir la producción mundial para estabilizar el mercado del crudo con el fin de extender el plazo de agotamiento de los recursos petrolíferos y generar más ganancias por barril vendido en el mercado. Con el objetivo de elevar los precios del barril de petróleo, la OPEP junto a Rusia y otros países que conforman la llamada "OPEP Plus" acordaron recortar los niveles de producción en 1,5 millones de barriles diarios desde el mes de enero de 2020. Sin embargo, esto ocasionó tensiones geopolíticas entre Rusia, Arabia Saudita que repercutieron en el precio del petróleo, perjudicando a los países como Estados Unidos cuya producción se basa en los Yacimientos No Convencionales (métodos de extracción de hidrocarburos más costosos). Ante este contexto, Estados Unidos generó presiones para lograr un nuevo acuerdo entre los miembros de la OPEP, Rusia y otros países exportadores de petróleo buscando estabilizar el precio en el mercado del crudo. El día 12 de abril del 2020 los miembros de la OPEP, Rusia, Estados Unidos y otros países exportadores de crudo llegaron a un nuevo acuerdo para reducir la producción de crudo aún más, según informe de la BBC (British Broadcasting Corporation). En dicho acuerdo se logró que de mayo a junio de 2020 se daría una reducción diaria de 9,7 millones de barriles de crudo por día; de julio a diciembre de 2020, una reducción diaria de 8 millones de barriles de crudo por día; y de enero a abril de 2021, una reducción diaria de 6 millones de barriles de crudo por día (Domenichini et al., 2020).

Después de un año de pandemia por coronavirus, el mercado mundial del petróleo se está equilibrando gracias a las restricciones en el bombeo por parte de los productores de la OPEP. Ésta calcula que en 2021 los inventarios de petróleo se reducirán en alrededor de 445 millones de barriles, número presentado en la más reciente perspectiva de oferta y demanda (Lawler, A., 2021). A pesar de lo anterior, la producción de petróleo de Colombia cayó un 15,6% en enero a 745.247 barriles promedio día (bdp), en comparación con el mismo mes del año pasado. Colombia posee reservas probadas de 2.036 millones de barriles de crudo, equivalentes a 6,3 años de consumo, lo que hace necesario incrementarlas con nuevos hallazgos (Bocanegra, N., 2021).

Una ventaja para Colombia son las reservas de hidrocarburos existentes en los yacimientos no convencionales que se localizan en el Valle Medio del Magdalena que, comparativamente, son de 2,7 a 4,6 veces más grandes que las reservas de los yacimientos de hidrocarburos convencionales (Padilla, 2020).

Según Campetrol (2017) el aprovechamiento de los yacimientos de roca generadora (YRG) a través de las alternativas del recobro mejorado (EOR) y el fracturamiento hidráulico, surgen como las únicas opciones para incorporar recursos en el corto y mediano plazo que permitan mejorar los niveles de reservas y mantener la producción de hidrocarburos. Según estimaciones de la Asociación Colombiana de Petróleos (ACP) y de Ecopetrol. S.A. el potencial en hidrocarburos de estos pudiera ser del orden de 3.000 y 5.000 millones de barriles.

Es obvio la necesidad de incorporar reservas en el corto y mediano plazo dado que la exploración y explotación de reservas requiere de tiempo, que es de lo que menos se dispone. Por lo tanto, con el objetivo de mantener la autosuficiencia petrolera, que por más de 33 años ha disfrutado el país, es necesario impulsar los proyectos con mayor

probabilidad de éxito en el corto y medio plazo. Estos son los proyectos de recobro mejorado (EOR) en crudos pesados, y el fracturamiento hidráulico, en yacimientos no convencionales, principalmente en el Valle Medio del Magdalena (Campetrol, 2019).

Por otro lado, el sector petrolero es consciente de que hay que migrar hacia otras fuentes energéticas por razones de sostenibilidad medio ambiental y supervivencia humana, en una coyuntura donde la demanda energética, promovida por el rápido crecimiento de las economías en desarrollo, obligan a las industrias a nivel global a reinventarse continuamente. El planeta debe afrontar el reto de desarrollar una transición ordenada y responsable hacia recursos no convencionales renovables, lo que comprometerá varias décadas de investigación, inversiones y trabajo, y que demandará del concurso de todas las visiones y perspectivas. En esa transición, el petróleo no es el problema, es la solución. Gracias a los recursos petroleros, la misma industria petrolera a nivel mundial busca financiar los gigantescos costos de la transformación energética. El sector petrolero es fundamental para el país, Colombia, en materia económica, social y ambiental, y constituye un motor de desarrollo, por lo que ante una potencial situación de desabastecimiento, se hace necesario que se puedan realizar los proyectos de EOR y que se autorice la realización de los pilotos del Fracking, con el fin de mejorar la economía del país y las condiciones de vida de los colombianos (Campetrol, 2019).

En los últimos años, el Gobierno de Colombia ha avalado los yacimientos de roca generadora (YRG) mediante proyectos piloto de investigación (PPII). El decreto 328/2020 establece las directrices para la participación en todo el proceso de los PPII, los cuales se llevarán a cabo en las cuencas del Valle Medio del Magdalena (VMM) y de Cesar-Ranchería (Figura 1.1; Padilla, 2020).



Figura 1.1. Posibles localizaciones para el desarrollo de los PPII en las cuencas VMM y Cesar-Ranchería. Fuente: IPD América Latina basado en la ANH en Padilla (2020).

Los recursos de los Yacimientos de Roca generadora (YRG) en Colombia se encuentran principalmente en el Cretácico Tardío con el mayor potencial localizado en la cuenca del Valle Medio del Magdalena, que alberga la primera producción de petróleo del país en 1918 en La Cira-Infantas. El espesor de esta secuencia, su madurez térmica y su alto porcentaje de petróleo ligero la hacen particularmente atractiva (modificado de Padilla, 2020).

La evaluación de geología y geofísica y la correlación con acumulaciones de hidrocarburos en la cuenca VMM, permiten el reconocimiento de dos niveles estratigráficos principales de rocas generadoras y que son: la Formación Tablazo de edad Barremiano (Barremiense) – Albiano (Albiense) y la Formación La Luna de edad Cenomaniano (Cenomaniense) – Turoniano (Turonense) (UPME, 2018).

Según el modelo de generación de hidrocarburos, se reconocen dos eventos principales de generación y expulsión de hidrocarburos. El primero, ocurre durante el Cretácico Tardío hasta el Eoceno Temprano (70 – 55 Ma) cuando los reservorios del Eoceno Tardío a Mioceno no se habían depositado. En este primer pulso de generación, un gran porcentaje de los hidrocarburos generados se pierde por una ausencia de roca reservorio; un porcentaje se acumula en trampas estratigráficas, localizadas en los flancos de los depocentros Cretácicos y la tasa de transformación (TR%) que evalúa la generación de hidrocarburos a partir del porcentaje de hidrocarburos generados con la capacidad original de la roca (% en carbono orgánico total-COT-), presenta valores del 83 al 94%. El segundo evento comprende el periodo de 50-0 Ma (finales del Eoceno hasta el presente) y presenta dos pulsos de generación: El primer pulso ocurre en el Oligoceno (38-25 Ma) y un segundo pulso tiene lugar en el Mioceno (10-5 Ma). El intervalo generador del Cretácico Temprano es el principal aportante de fracciones de gas y de componentes de hidrocarburos livianos (ligeros) debido a las características de la roca generadora. El Cretácico Tardío genera principalmente hidrocarburos medios (22- 33° API) y livianos debido a la variabilidad de litofacies (biomicritas, micritas, fosforitas) con alto contenido orgánico y localizados en diferentes estadios de evolución térmica dentro de la ventana de generación de hidrocarburos (UPME, 2018).

Existen una serie de estudios previos realizados en la Cuenca del valle Medio del Magdalena (VMM) que apoyan a la sección Cretácica Tardía como generadora de hidrocarburos. Entre ellos se citan los siguientes:

Morales et al. (1958) menciona que el VMM era solo una pequeña parte de un gigantesco geosinclinal durante el Cretácico y que, en el Cretácico Tardío, ocurrió un evento transgresivo, por el que se depositaron sedimentos en un mar epeirico, periodo en el cual se originó la Formación La Luna. Esta Formación está, a su vez, conformada por tres Miembros: Salada, Pujamana y Galembó, nomenclatura que fue utilizada por primera vez por O. C. Wheeler en un reporte no publicado de 1935. El Miembro Salada tiene un espesor de 50 a 100 metros y está compuesto por lutitas calcáreas de color negro, duras y finamente laminadas depositadas en un ambiente marino

relativamente profundo, durante el Turoniano (Turonense) Temprano. Por su parte, el Miembro Pujamana, con un espesor de 50 a 225 metros, está compuesto por lutitas (o lodolitas) calcáreas de color gris a negro, depositados en un ambiente marino profundo con poco oxígeno, durante el Turoniano (Turonense) Tardío – Coniaciano (Coniacense) Temprano. Por último, el Miembro Galembo, con un espesor de 180 a 350 metros está compuesto por lutitas calcáreas intercalados con calizas arcillosas, depositadas en un ambiente marino somero durante el Coniaciano (Coniacense) Tardío.

Ramón et al. (1997) expone que la variación de gravedades API en los aceites de la cuenca VMM está causada por cambios de facies en la Formación La Luna (de marina, pelágica y rica en carbonatos hacia la parte norte y occidental de la cuenca a más siliciclástica y con influencia terrestre en la porción oriental de la misma), por diversos grados de biodegradación y por la carga secundaria de condensados y no por variaciones en madurez termal o distancias de migración. Asimismo, expone que los indicadores de madurez sugieren que la mayoría de los aceites fueron generados en estadios de madurez temprana, los cuales apoyan la teoría de migración local.

Rangel et al. (2000) estudian las facies orgánicas de la Formación La Luna en muestras de afloramiento, que al igual que en estudios anteriores, se reportan como la Quebrada La Sorda. Los parámetros geoquímicos convencionales (Carbono Orgánico Total y parámetros derivados de Pirólisis), los análisis de crudos y las litofacies permitieron establecer tres hemisiclos de baja frecuencia, el primero con una caída del nivel base que corresponde al depósito del Miembro Salada, seguido de una profundización de la cuenca que se corresponde con la sedimentación del Miembro Pujamana y por último existió una segunda caída del nivel base que permitió el depósito del Miembro Galembo.

Carvajal (2004) desarrolló un estudio geoquímico de la Formación La Luna, en el sector de la Quebrada La Sorda (cuenca VMM), que indica que dicha formación se encuentra en ventana de generación de aceite, de acuerdo con los resultados aportados por los ensayos de hidropirólisis, la fluorescencia observada en la materia orgánica amorfa, y las correcciones realizadas a los valores

de reflectancia de la vitrinita en toda la sección de dicha Formación, que alcanzan valores de 0,81%Ro en promedio.

Márquez (2005) estudió el ambiente de depósito de la Formación La Luna basándose en análisis elementales CHNS y en cromatografía gaseosa acoplada a espectrometría de masas (GC-MS), para una sección estratigráfica de superficie. Los resultados indicaron para el intervalo Temprano y Tardío de dicha Formación, condiciones anóxicas en un ambiente somero, mientras que, para el intervalo central, sugiere condiciones anóxicas más profundas en un ambiente de plataforma de carbonatos. Estas rocas poseen buena calidad para la generación de aceite y gas.

Martínez y Mendoza (2012) describen para la Formación La Luna en el sector Noreste de la Cuenca VMM excelentes contenidos de Carbono Orgánico Total (COT, -TOC- por sus siglas en inglés) un predominio de Kerógeno tipo II en más del 80% de las muestras analizadas con valores de índice de hidrógeno (IH, HI- por sus siglas en inglés) superiores a 300 mgHC/gTOC, la materia orgánica predominante es marina compuesta principalmente por materia orgánica amorfa y algas marinas y los datos de T_{máx} indican que esta Formación se encuentra en fases iniciales de la ventana de generación del aceite. Asimismo, las principales facies generadoras para la Formación La Luna son las que presenta el mayor contenido lodoso. El ambiente propuesto para esta Formación es de plataforma carbonatada epeirica de bajo ángulo con regímenes bajos de energía.

Botero y Rodríguez (2014) sugieren como yacimiento no convencional (YNC) a las formaciones Tablazo y La Luna en la cuenca VMM. Estos autores indican que parámetros geológicos como espesor y profundidad, así como la mineralogía parecen favorables para que la Formación Tablazo sea considerada como un YNC, sin embargo, se requiere profundizar en los estudios geoquímicos, mientras que la Formación La Luna, parece cumplir con todos los parámetros geoquímicos y geológicos para ser considerada como un YNC.

Montañez (2014) realizó el modelado 1D y 2D en el sinclinal Nuevo Mundo (flanco oriental de la cuenca VMM). A partir de este último, logró determinar 5 sistemas petrolíferos denominados

como: Rosablanca-Rosablanca(?); Rosablanca/Paja-Tablazo(?); La Luna/Umir-Gr. Chorro (La Paz); La Luna/Umir-Mugrosa(.); y La Luna-La Luna(?). Además, determinó que las Formaciones La Luna y Rosablanca poseen alto potencial para la localización de YNC, aunque las acumulaciones de aceite de la Formación Rosablanca tienen un riesgo exploratorio alto debido al sincronismo (la expulsión de aceite fue mucho antes que la formación de las trampas estructurales), mientras que las posibles acumulaciones de gas poseen un riesgo exploratorio intermedio, debido a una mayor posibilidad de acumulación por sincronismo con trampas estructurales "Compressive Fault Blocks".

Piamonte y Mayorga (2015) presentaron en su trabajo evidencias para afirmar que la Formación La Luna en la Quebrada La Sorda (flanco oriental de la cuenca VMM) presenta características de madurez térmica, porosidad, permeabilidad, tipo de kerógeno, mineralogía y espesor sedimentario para ser considerado un Yacimiento No Convencional tipo "Oil Shale", y a partir de un modelado de sistemas petrolíferos 1D, estimaron un total de recursos en hidrocarburos en el Sinclinal Nuevo Mundo de 36,2 BBO.

Juliao et al. (2015, 2017) y Suárez-Ruiz (2017) como parte de un amplio estudio sobre los potenciales niveles de rocas generadoras y productoras de hidrocarburos del Cretácico Colombiano investigaron la Formación La Luna, concretamente los Miembros Salada (parte inferior de la Formación la Luna) y Galembo (parte superior) a partir de un sondeo petrolífero localizado en la parte central de la Cuenca Valle Medio del Magdalena. Estos autores indicaron que la Formación La Luna en el área en que fue estudiada puede considerarse como un excelente "shale oil resource/shale oil reservoir system", es decir, un sistema conjunto de roca madre y al mismo tiempo roca reservorio de hidrocarburos, con una madurez térmica que la sitúa dentro de la ventana del petróleo, un alto contenido en carbono orgánico total y valores elevados para los parámetros S1 y S2 del Rock Eval indicadores de la generación de hidrocarburos. Este estudio demostró además, que aunque la materia orgánica contenida en ambos Miembros de la Formación la Luna corresponde a un kerógeno Tipo II (generado en un ambiente paleosedimentario marino) uno de los componentes orgánicos críticos lo constituye el bitumen sólido o producto orgánico

secundario, que satura algunos niveles sedimentarios de esta Formación. El bitumen sólido parece ser el componente que contribuye significativamente a la porosidad de las rocas de ambos Miembros, Salada y Galembó, en la Formación La Luna influyendo en el desarrollo y evolución de la porosidad orgánica. Estos autores concluyeron que la porosidad es un factor importante en los sistemas petroleros porque contribuye a las rutas de migración de los hidrocarburos y debe de tenerse en cuenta a la hora de evaluar la calidad de este tipo de sistemas petrolíferos constituidos fundamentalmente por lutitas con alto contenido orgánico.

Aguilera (2016) indica que los resultados de la integración de datos geoquímicos de pirólisis y madurez térmica de 170 pozos ubicados en la cuenca del Valle Medio del Magdalena, junto con mapas regionales de distribución de espesores de las principales unidades Cretácicas con potencial generador en la cuenca, y la definición de "sweet spots" van a depender de la extensión de la zona de generación y la profundidad de la misma, y que esta última no es homogénea debido a las variaciones en el flujo de calor de la cuenca como resultado de la asimetría de la misma hacia el oriente, por el progresivo aumento de subsidencia, espacio de acomodación y sedimentación en esa dirección. Asimismo, este autor menciona que se debe considerar la variación lateral y vertical de los datos geoquímicos de calidad y madurez, las incertidumbres en la variación de algunos de los parámetros, como el caso del pico S1 de pirólisis, pues son importantes al ser resultado de la temporalidad y de los tipos de muestras analizadas y por lo tanto deben ser tenidos en cuenta al evaluar los recursos de hidrocarburos de sistemas no convencionales.

Terraza-Melo (2019) expone un estudio sedimentológico para una sección de afloramiento en el sector del Tablazo y sus alrededores, con un espesor de 316 m en la sección estratigráfica de la Quebrada Aguablanca, de los cuales 118 m corresponden al Miembro Salada de la Formación La Luna, 57 m al Miembro Pujamana y 96 m al Miembro Galembó, a las cuales se superponen 45 m de lo que el autor propone como Formación La Renta. El Miembro Salada, está constituido por calizas (wackestone y mudstone) de color negro con abundante materia orgánica, suprayacidas por lodolitas color gris oscuro a negro, calcáreas a levemente calcáreas y no calcáreas,

compactas, y con laminación plana paralela; el Miembro Pujamana está compuesto por arcillolitas y lodolitas de color negro, moscovítico, con estratificación plana paralela discontinua; el Miembro Galembo está compuesto por calizas con textura mudstone y wackestone de foraminíferos planctónicos, principalmente, de color gris oscuro a gris parduzco, terrígenas (arcillosas) o con alto contenido de materia orgánica. La propuesta como Formación La Renta es litológicamente similar al Miembro Galembo, excepto que en la base aparecen capas medianas y gruesas (de 16 cm hasta 1,2 m) de fosforitas de peloides con textura packstone así como niveles delgados o lentes de chert negro.

Patarroyo-Camargo (2021) presentan los resultados del estudio sedimentológico, paleontológico y geoquímico de una sección de 42 metros, de la Formación La Luna en el sector de Matanza en el departamento de Santander (Norte de Colombia). Dicho estudio revela que dicha sección se encuentra compuesta por una alternancia de mudstones y wackestones interestratificados, niveles de chert, fosforitas y bentonitas. El contenido fósil está conformado por restos de ammonites, inocerámidos, gasterópodos turritélidos, fragmentos de peces y foraminíferos planctónicos. La asociación fósil indica una edad de Coniaciano (Coniaciense)-Santoniano (Santoniense). Las características sedimentológicas, el tipo de fósiles encontrados y los análisis petrográficos y geoquímicos desarrollados, sugieren condiciones de depósito propios de una plataforma externa y una baja oxigenación en los sedimentos del fondo.

Como se puede observar a partir de la literatura mencionada, es relevante el estudio paleoambiental para el Cretácico Tardío en la cuenca VMM debido a que existen diferentes hipótesis, las cuales se basan principalmente en estudios sectoriales o puntuales en rocas de afloramiento. Por tal motivo, se debe utilizar como herramienta de interpretación los análisis de palinofacies, dado que han presentado muy buenos resultados en otras cuencas colombianas (Mantilla y Pérez, 2010; García, 2011; Mendoza, 2016; Juliao et al., 2017).

Dentro de los parámetros más importantes en la caracterización y evaluación de Yacimientos No Convencionales de Roca Generadora (generación/producción de hidrocarburos),

tal y como se describe en las secciones que siguen, se encuentran: Contenido Orgánico, Madurez Térmica, Hidrocarburos Producibles, Porosidad, Permeabilidad y Fragilidad. El presente estudio se concentrará en todos estos aspectos, y particularmente en las características petrofísicas como, la porosidad (macroporosidad, mesoporosidad y microporosidad) que juegan un papel muy importante porque son las primeras vías por las cuales se mueven los hidrocarburos. La porosidad se encuentra contenida tanto en la materia orgánica como en la materia mineral, sin embargo, se estima que la porosidad contenida en la materia orgánica aporta el mayor volumen de acumulación de hidrocarburos en la roca para este tipo de yacimientos, cuando se poseen las condiciones geoquímicas adecuadas (cantidad, calidad y madurez térmica de la materia orgánica). Para finalizar, y atendiendo a los resultados obtenidos, surgió la necesidad de estudiar el bitumen sólido (bitumen retenido en la roca después de la generación/expulsión de hidrocarburos, que evoluciona térmicamente quedando en estado sólido) ya que es abundante en estas rocas Cretácicas del Valle Medio del Magdalena (VMM). Por tal motivo, se dedicó un capítulo a la caracterización de este residuo sólido enriquecido en carbono, con el fin de comprender el comportamiento de estos yacimientos cuando se encuentran más evolucionados térmicamente.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GENERAL

Teniendo en cuenta todo lo descrito anteriormente y especialmente en lo indicado en los trabajos de Juliao et al. (2015, 2017) y Suárez-Ruiz (2017), se planteó como objetivo general de la presente investigación, la evaluación de las rocas Cretácicas de los intervalos Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense) y Cenomaniano (Cenomaniense)-Campaniano (Campaniense) de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM) de Colombia dado que, tal y como se ha señalado, estas rocas poseen características geoquímicas de interés como para ser consideradas Yacimientos No Convencionales de Rocas Generadoras.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Como objetivos específicos se han considerado los siguientes:

- Caracterizar y evaluar la secuencia Cretácica de la cuenca VMM (Colombia), con el fin de identificar potenciales intervalos sedimentarios que puedan ser considerados como Yacimientos No Convencionales de Roca Generadora.
- Evaluar la calidad de la materia orgánica contenida en la secuencia Cretácica y su ambiente sedimentario para establecer el tipo de kerógeno original así como su grado de madurez o evolución térmica en esta cuenca.
- Analizar el sistema poroso (en términos de microporos, mesoporos y macroporos) de los intervalos de interés (o potencial YRG) asociados a la materia orgánica e identificar el comportamiento de este sistema poroso con la madurez térmica con el fin de establecer la potencial relación entre el sistema poroso y la presencia de bitumen sólido en las rocas.

- Determinar si existe una relación entre los microporos, mesoporos y/o macroporos con los yacimientos de aceite y/o gas en las rocas generadoras de la cuenca VMM.
- Establecer si existe correlación entre la reflectancia de la vitrinita como parámetro de madurez orgánica con la reflectancia de los bitúmenes sólidos contenidos en secciones o perfiles de las rocas Cretácicas Colombianas.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL

El Valle Medio del Magdalena (VMM) constituye una cuenca sedimentaria intramontañosa orientada norte-sur, expresada morfológicamente como la depresión tectónica situada entre las cordilleras Central y Oriental (Mojica y Franco, 1990) en Colombia. Los límites tectónicos de la cuenca son: 1) norte, falla Espíritu Santo, 2) nororiente, fallas de Bucaramanga y Santa Marta, 3) oriente, sistema de fallas La Salina-Bituima, 4) sur, cinturón plegado de Girardot (**Figura 3.1**) (Barrero et al., 2007). El límite occidental de la cuenca no es tectónico, está enmarcado por el traslape (onlap) o acuñamiento de la cubierta sedimentaria Cretácica y Terciaria contra el basamento Precámbrico y Paleozoico de la Serranía San Lucas y Cordillera Central.

La Cuenca del VMM está basculada hacia el oriente, afectada por algunos pliegues y fallas. La cubierta sedimentaria, con espesor promedio de 8500 m, suprayace en discordancia sobre el basamento continental Precámbrico, constituido por neises, granulitas y esquistos, intruido por batolitos y plutones calcoalcalinos Mesozoicos y Terciarios (Mojica y Franco, 1990). La base de la cubierta sedimentaria comprende rocas siliciclásticas depositadas en ambiente continental y transicional durante el Jurásico y la parte más inferior del Cretácico, compuesta por areniscas, algunos niveles de conglomerado, rocas volcánicas dacíticas y andesíticas, tobas y esporádicas calizas; representadas, de base a tope (techo), por las unidades Jordán, Bocas, Girón y Los santos (Clavijo, 1995). Posteriormente, durante el Cretácico (**Figura 3.2**), se depositó una alternancia de calizas y lutitas, representadas por las formaciones Rosablanca (calizas), Paja (lutitas), Tablazo (calizas), Simití (lutitas), El Salto (calizas), La Luna (alternancia caliza-lutita

bituminosa y lutitas bituminosas), localmente Grupo Oliní (lutitas, lutitas fosfáticas y fosforitas), y Umir (lutitas) (Mojica y Franco, 1990; Sarmiento, 2011; Terraza-Melo; 2019 y De la Parra et al., 2021).

La parte superior de la secuencia del Valle Medio del Magdalena, comprende depósitos siliciclásticos acumulados en ambiente continental durante el Terciario y Cuaternario (**Figura 3.2**). Están constituidos por la alternancia de areniscas y lodolitas, con algunos niveles de conglomerados y rocas volcanoclásticas; representados, de base a techo, por las formaciones Lisama (areniscas y lodolitas), La Paz (areniscas, lodolitas, conglomerados), Esmeralda (areniscas y lodolitas), Mugrosa (areniscas y lodolitas), Colorado (arenisca, conglomerado, y lodolita), Real (arenisca), Mesa (arenisca, conglomerado, tobas) y depósitos cuaternarios recientes (Mojica y Franco, 1990).

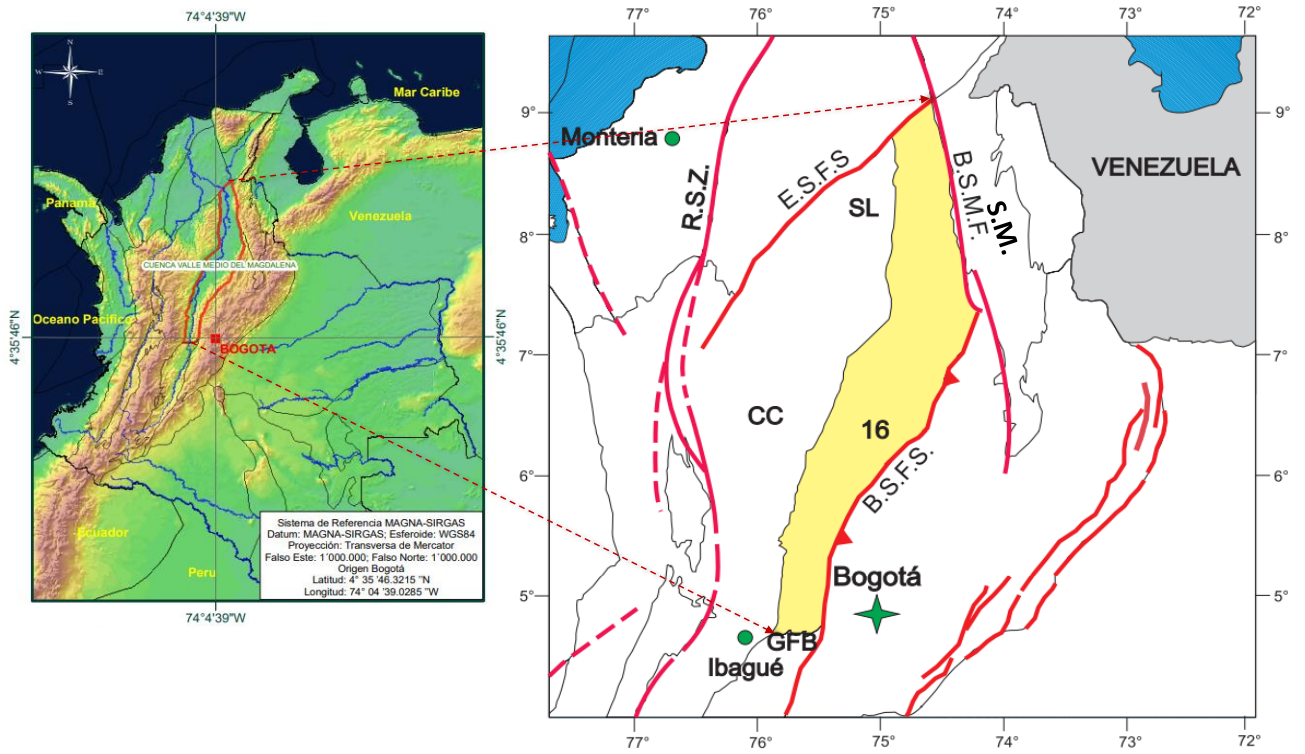


Figura 3.1. Principales estructuras de la cuenca del Valle Medio del Magdalena. B.S.F.S: Sistema de Fallas Bituima y La Salina; E.S.F.S: Sistema de Fallas Espíritu Santo; B.S.M.F: Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta; CC: Cordillera Central; SL: Serranía de San Lucas; GFB: Cinturón Plegado Girardot; S.M.: Macizo de Santander. Modificado de Barrero et al. (2007).

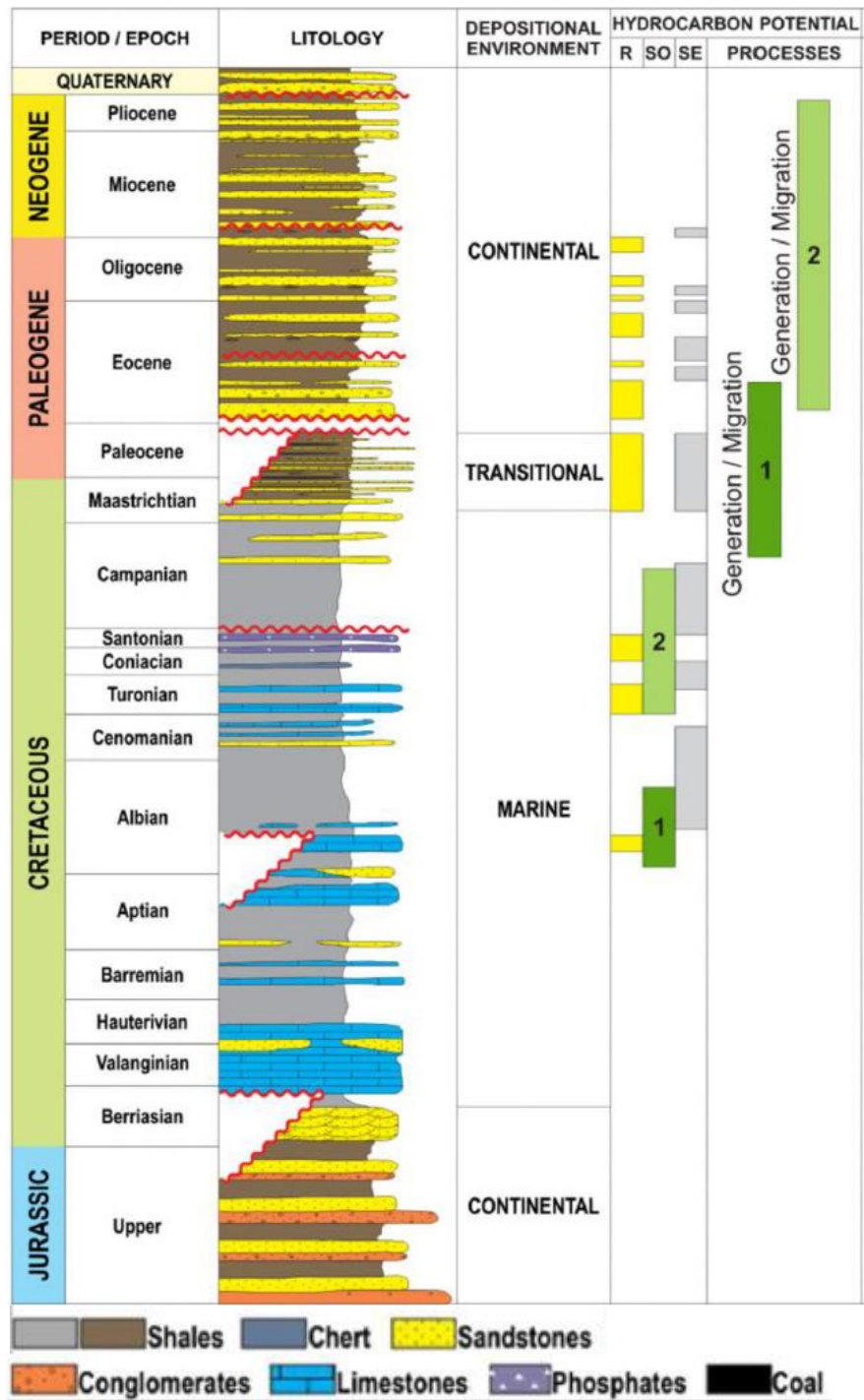


Figura 3.2. Columna estratigráfica generalizada para la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Tomado de Sánchez et al. (2021).

3.2. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA (VMM)

Atendiendo a las investigaciones de Reyes et al. (1998) Royero & Clavijo (2001), Córdoba et al. (2001), Rolón (2004), Gómez (2005), Clavijo (2008), y otros estudios, en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena se identifican cinco (5) secuencias separadas por discordancias mayores: 1) Triásico Tardío - Jurásico; 2) Berriasiano (Berriasiense) – Aptiano (Aptiense); 3) Albiano (Albiense)-Paleoceno; 4) Eoceno Medio-Mioceno Temprano, y 5) Mioceno Medio-Pleistoceno (**Figura 3.3**).

3.2.1. SECUENCIA TRIÁSICO TARDÍO – JURÁSICO

El Valle Medio del Magdalena constituye una cuenca polihistórica desarrollada durante varios eventos tectónicos en el borde NW de Suramérica. En el Triásico Tardío–Jurásico Temprano se inicia la apertura del Mar Caribe, causando la separación de los continentes de Norteamérica y Gondwana (desintegración del Supercontinente Pangea) (Rolón & Toro, 2003). Esfuerzos extensionales dentro de la corteza continental causaron la formación de una estructura de rift pasivo en el centro de Colombia, acorde al modelo de rifting intracontinental (Mojica & Dorado, 1987; Rolón, 2004). La extensión fue en sentido E-W, causando adelgazamiento cortical y litosférico, alta posición de la astenósfera, resultando en una fusión parcial del manto por descompresión y en un magmatismo básico durante el Jurásico-Cretácico (Rolón & Toro, 2004). El emplazamiento de cuerpos graníticos y granodioríticos calcoalcalinos durante el Jurásico Medio se asocia a la existencia de una zona de subducción en el margen Oeste de Colombia, lo que ha llevado a interpretar la Cuenca del Valle Medio del Magdalena dentro del marco del modelo de rifting de retroarco (Clavijo et al., 2008).

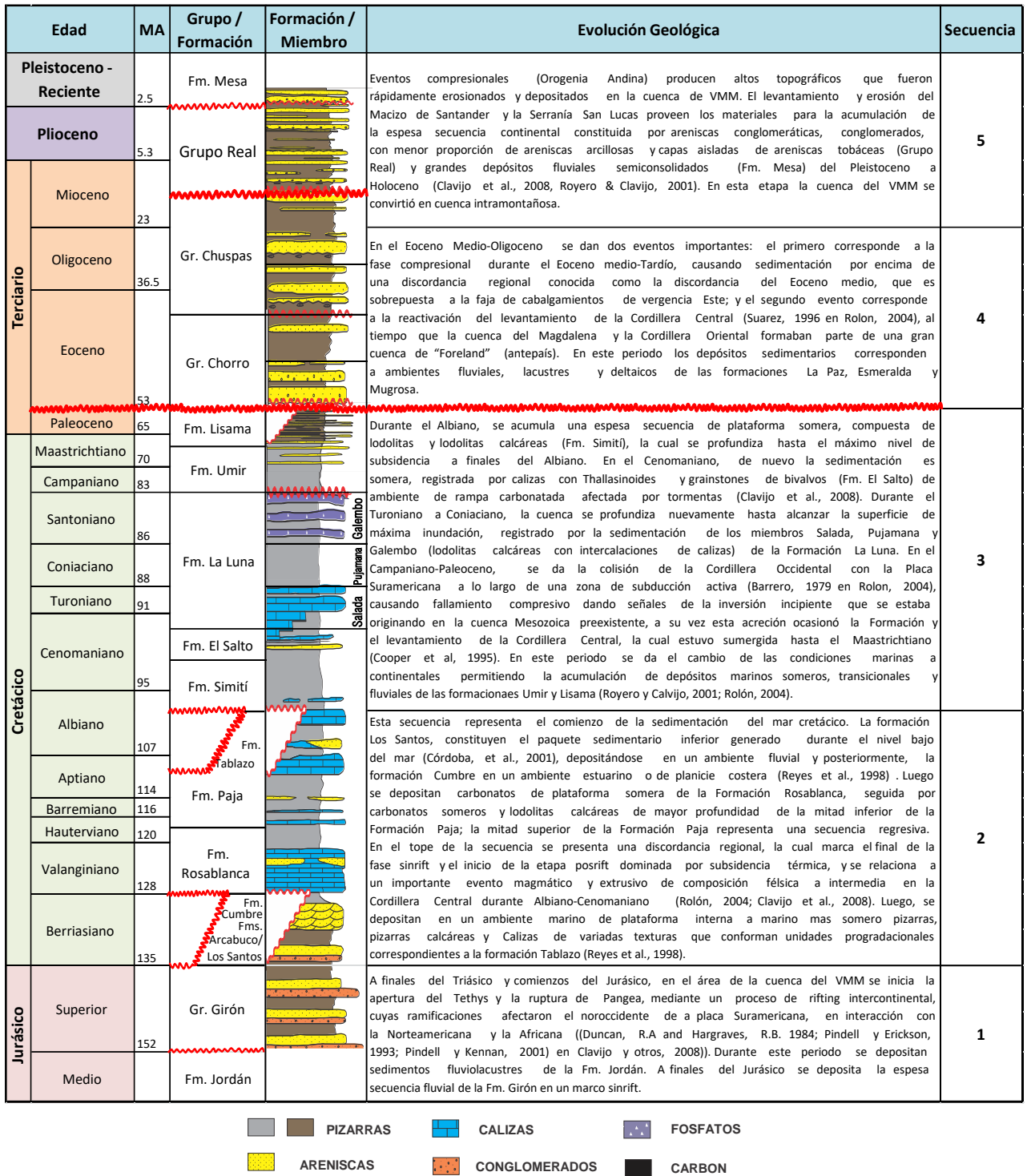


Figura 3.3. Evolución geológica resumida de la Cuenca VMM.

El basamento Precámbrico de la Cuenca de VMM suprayace en contacto discordante por depósitos vulcanosedimentarios de ambiente continental y transicional, conformado por areniscas, lodolitas rojizas, conglomerados, tobas y rocas volcánicas de composición dacítica a andesítica (unidades Bocas y Noreán). Estas rocas se acumularon en una cuenca de rift (Paleorift del Magdalena) producto de un evento regional de rifting pasivo, iniciado en el Triásico Tardío, asociado a la separación inicial de los continentes Suramérica, Norteamérica y África, en el marco de la ruptura del Supercontinente Pangea (Rolón, 2004). Los esfuerzos distensivos dentro de la corteza continental dieron lugar a la formación de una estructura rift de dirección NO-SE en el área del Valle Medio del Magdalena, interpretada dentro del contexto de los modelos de rift de cuenca de retroarco (zona de subducción tipo Mariana al Oeste) o rift intracontinental abortado (aulacógeno) (Clavijo et al, 2008). La subsidencia fue lenta hacia el oeste, y rápida hacia el oriente, resultando en configuración de cuenca de semigraben (halfgraben) (**Figura 3.4**).

El ciclo sedimentario se inicia con breves incursiones marinas (Formación Bocas), seguido de sedimentación fluviolacustre acompañada de incipiente vulcanismo (Formación Jordán) y el simultáneo emplazamiento de cuerpos granodioríticos en el Macizo de Santander (160-190 m.a.), (**Figuras 3.1 a 3.4**). A finales del Jurásico se deposita la espesa secuencia fluvial de la Formación Girón (Royero & Clavijo, 2001). Dentro del marco de rifting regional, los depósitos jurásicos representan la secuencia inicial sinrift con abruptos cambios de espesor en las unidades que indican sedimentación simultánea con movimientos en fallas normales (Rolón, 2004; Clavijo, 1992).

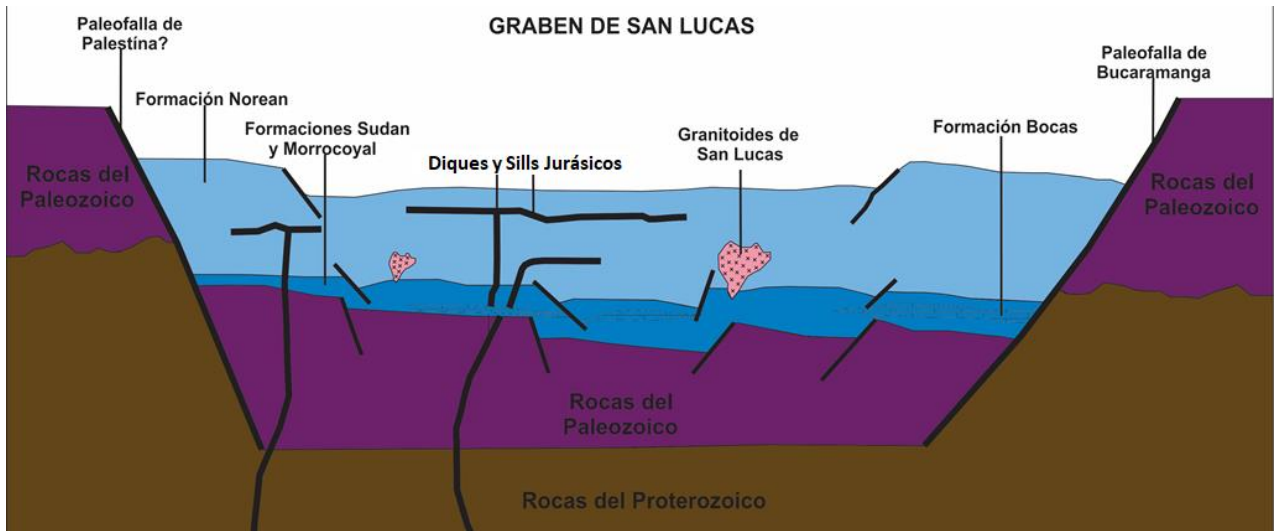


Figura 3.4. Corte esquemático del Triásico al Jurásico Temprano. Sedimentación de las formaciones Sudan, Morrocoyal, Bocas y Norean. Tomado y modificado de Clavijo et al. (2008).

3.2.2. SECUENCIA CRETÁCICO TEMPRANO: BERRIASIANO (BERRIASIENSE) – APTIANO (APTIENSE)

Esta secuencia (**Figura 3.2 y 3.3**) representa el comienzo de la sedimentación del mar Cretácico. Las formaciones Tambor y Los Santos, constituyen el paquete sedimentario inferior depositado durante el nivel bajo del mar (Córdoba, et al., 2001). Este intervalo clástico basal se deposita en un ambiente fluvial durante un evento transgresivo, el cual es seguido por un evento erosivo menor. Después de este evento la transgresión Cretácica continúa, permitiendo que se acumulen en un ambiente estuarino o de planicie costera las alternancias de areniscas bioturbadas, lodolitas y areniscas calcáreas fosilíferas de la Formación Cumbre. Este episodio transgresivo finaliza con una profundización máxima del nivel del mar que marca un gran cambio paleogeográfico, en el cual se pasa de condiciones

de planicie costera a condiciones de mar abierto. Durante este tiempo se deposita el grupo clástico basal (Reyes et al., 1998).

Dentro del contexto tectónico regional, el Grupo Calcáreo Basal (Formaciones Rosablanca, Paja y Tablazo) representa depósitos marinos tipo sinrift (**Figura 3.5**). Inicialmente se depositan en una plataforma somera intercalaciones de diferentes texturas (mudstone a grainstone) y arcillolitas calcáreas en un solo evento progradacional correspondientes a la Formación Rosablanca; luego se depositan calizas y pizarras calcáreas en una plataforma marina somera y pizarras en una plataforma interna de mayor profundidad en la mitad inferior de la Formación Paja. La mitad superior de la Formación Paja representa una secuencia regresiva a partir de la cual se depositan pizarras, pizarras calcáreas y calizas de la Formación Tablazo conformando unidades progradacionales (Reyes et al., 1998; Rolón, 2004; Clavijo et al., 2008). El límite superior de esta secuencia se corresponde con la discordancia regional (paraconformidad) del Aptiano (Aptiense) Temprano. Esta discordancia marca el final de la fase sinrift y el inicio de la etapa postrift dominada por subsidencia térmica, y se relaciona con un importante evento magmático y extrusivo de composición félsica a intermedia en la Cordillera Central durante el Albiano (Albiense)-Cenomaniano (Cenomaniense) (Rolón & Carrero, 1995 en Córdoba et al., 2001).

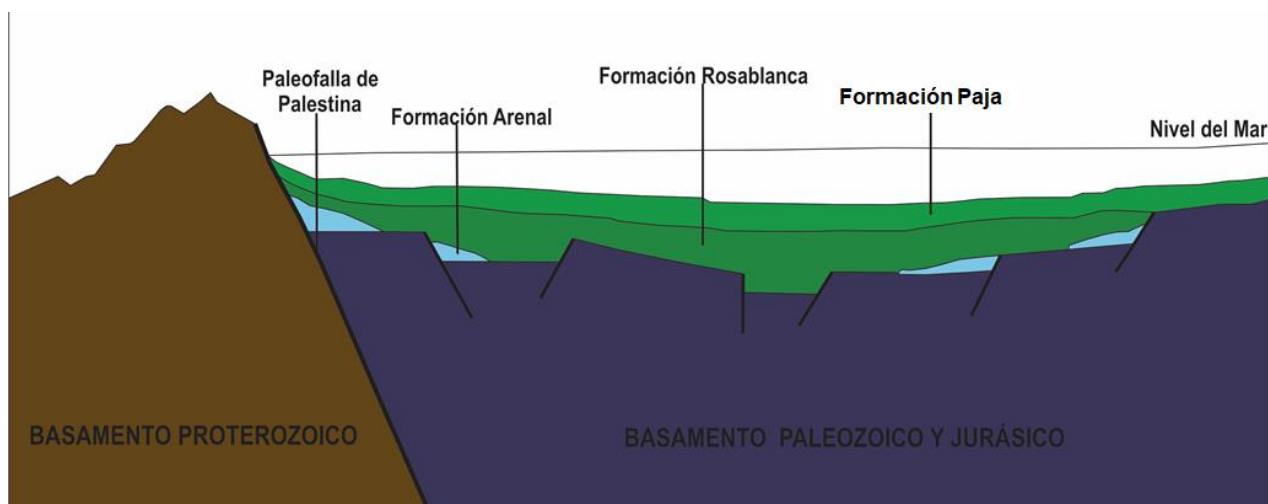


Figura 3.5. Corte esquemático del Hauteriviense (Hauteriviense) al Albiense (Albiense). Sedimentación de las formaciones Arenal, Rosablanca y Paja. Tomado y modificado de Clavijo et al. (2008).

3.2.3. SECUENCIA CRETÁCICO TEMPRANO (ALBIANO) – PALEOCENO

A los depósitos marinos sinrift del Grupo Calcáreo Basal se superponen discordantes los depósitos de lodolitas, lodolitas bituminosas y calizas de ambientes marinos neríticos a batiales, representado por las formaciones Simití, El Salto y La Luna. Las unidades en mención, con espesores más uniformes, se acumularon en una fase posrift (**Figura 3.6**), donde el espacio de acomodación fue creado principalmente por subsidencia térmica aunado a cambios globales del nivel del mar (Rolón, 2004). Durante el Albiano (Albiense), se acumuló una espesa secuencia de plataforma somera, compuesta por lodolitas y lodolitas calcáreas (Formación Simití), la cual se profundiza hasta el máximo nivel de subsidencia a finales del Albiano (Albiense). En el Cenomaniano (Cenomaniense), de nuevo la sedimentación es somera, y está representada por calizas con Thallasinoides y

grainstones de bivalvos (Formación El Salto) de ambiente de rampa carbonatada afectada por tormentas (Clavijo et al., 2008). Durante el Cenomaniano (Cenomaniense) tardío se produjo una leve profundización de la cuenca en la cual se depositaron lutitas negras laminadas o calizas micríticas de facies pelágicas ricas en materia orgánica en partes distales de la cuenca (Formación Luna Fm). La superficie máxima de inundación ubicada en el límite Cenomaniano-Turoniano (Cenomaniense-Turonense) y se caracteriza por horizontes de concreciones muy fosilíferas del Miembro Salada (Villamil, 1993 en Sarmiento 2011). Desde el Turoniano (Turonense) Medio hasta el Coniaciano (Coniacense) Tardío, se dio una progradación gradual y superficial ascendente durante la deposición del Miembro Pujamana. Durante el Santoniano (Santonense), Campaniano (Campanense), Maastrichtiano (Maastrichtense) y Paleoceno, ocurre una regresión general y la progradación fue registrada por una plataforma externa a facies de llanura costera de transición (parte superior de Formación Umir y la Formación Lisama). Dicha regresión no se produjo de forma continua, sino más bien compuesta de eventos transgresivos menores registrados por sedimentos silíceos de grano fino y facies fosfatadas del Miembro Galembó y el Grupo Oliní (Föllmi et al., 1992 en Sarmiento, 2011).

Adicionalmente, al final del Cretácico, Campaniano (Campanense) - Maastrichtiano (Maastrichtense), un terreno oceánico (Plateau Colombo-Caribeño) colisionó de manera oblicua contra el margen NO de Suramérica, a lo largo de una zona de subducción, dando origen a la Cordillera Occidental y causando el levantamiento de la Cordillera Central. Se inició una primera fase de deformación compresional, con reactivación e inversión de fallas normales de la etapa previa de rifting. El área del Valle Medio del Magdalena evoluciona a una cuenca de retroarco foreland, con la Cordillera Central como principal zona de aporte de sedimentos, cuyo frente de deformación migró hacia el este durante el Maastrichtiano (Maastrichtense)-Eoceno Temprano. Depósitos siliciclásticos de ambiente marino somero

a transicional, como se comentó anteriormente (unidades Umir y Lisama) se acumularon en el inicio de la fase compresional Terciaria, durante un ciclo transgresivo-regresivo que culminó con el completo retiro del mar, erosión parcial de la secuencia Paleocena y formación de la discordancia regional del Eoceno Medio (Rolón, 2004). En el Paleoceno Medio tiene lugar el levantamiento del Macizo de Santander, causando remoción de gran parte de la secuencia cretácica y aporte de materiales para la acumulación de las potentes unidades Terciarias (Royero & Clavijo, 2001), **Figura 3.7**.

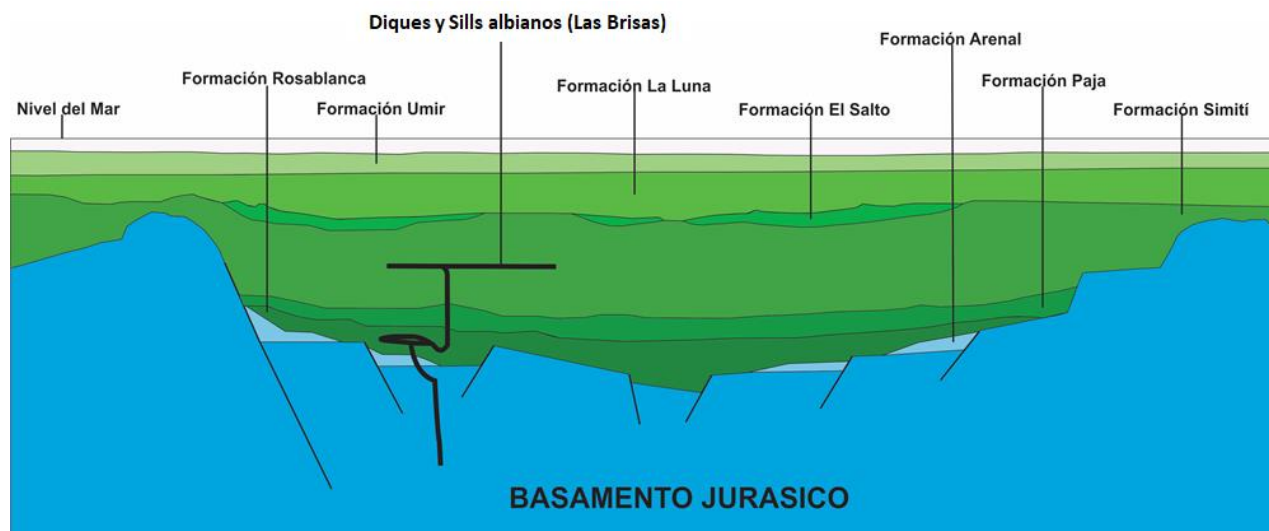


Figura 3.6. Corte esquemático del Cenomaniano (Cenomaniense) al Maastrichtiano (Maastrichtiense). Sedimentación de las formaciones Simití, El Salto, La Luna y Umir. Tomado y modificado de Clavijo et al. (2008).

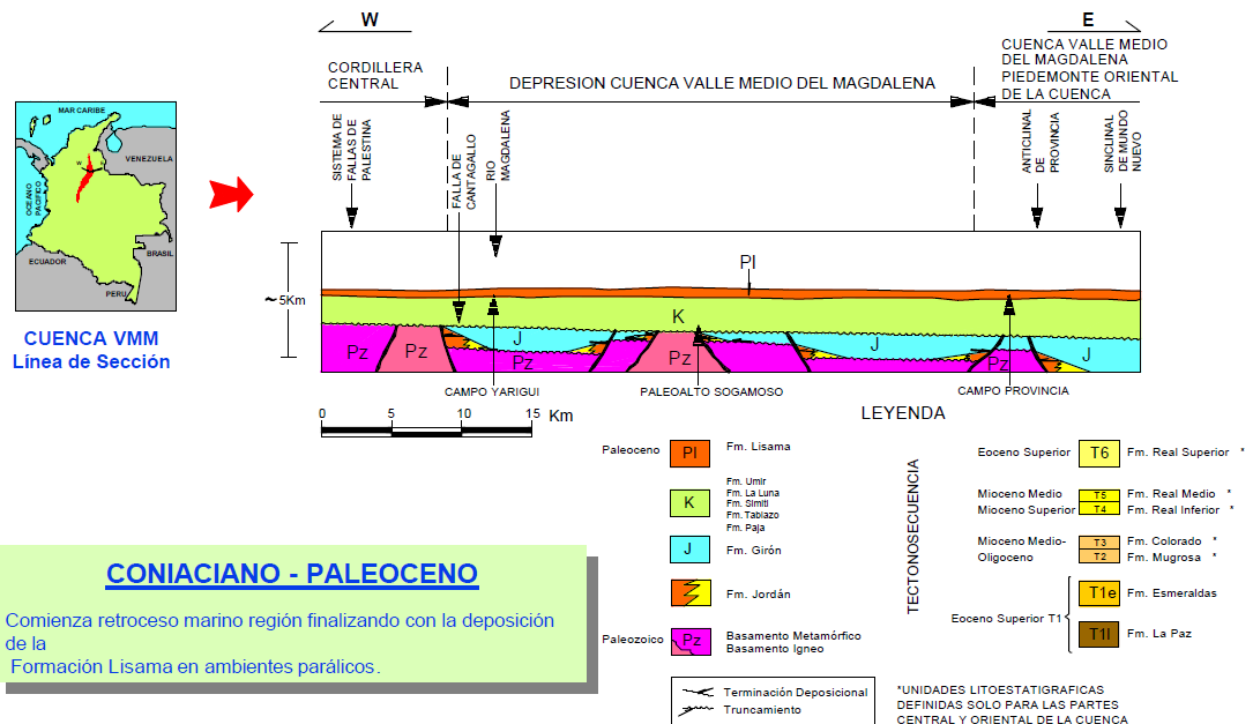


Figura 3.7. Evolución tectonoestratigráfica del Coniaciano (Coniaciense) al Paleoceno (Modificado de Suárez, 1996 - Tomado de Córdoba et al., 2001).

3.2.4. SECUENCIA EOCENO MEDIO – MIOCENO TEMPRANO

Durante el Paleoceno Tardío a Eoceno Medio ocurre una importante fase de erosión que se extiende por toda la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, suprimiendo parte de la secuencia Terciaria y Cretácica, resultando en la formación de una discordancia mayor. En el Eoceno Medio-Oligoceno se dan dos eventos importantes: el primero corresponde a la fase compresional durante el Eoceno Medio-Tardío, causando la sedimentación por encima de una discordancia regional conocida como la discordancia del Eoceno Medio, que está sobrepuesta a la faja de cabalgamientos de vergencia Este; y el segundo evento corresponde a la reactivación del levantamiento de la Cordillera Central (Suárez, 1996 en

Rolón, 2004) al tiempo que la cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Oriental formaban parte de una gran cuenca de "Foreland" (antepaís). En este periodo los depósitos sedimentarios corresponden a rocas siliciclásticas (areniscas, limolitas y pizarras) que se acumularon en un ambiente continental de sistemas de ríos trenzados y lagunares deltaicos (Royero & Clavijo 2001) correspondiente a las formaciones La Paz y Esmeralda. Posteriormente se depositó el Grupo Chuspas (Formaciones Mugrosa y Colorado), entre el Oligoceno-Mioceno Temprano, representado por pizarras, areniscas y limolitas, que se depositaron en un ambiente de sistemas fluviales (Royero & Clavijo, 2001), **Figura 3.8.**

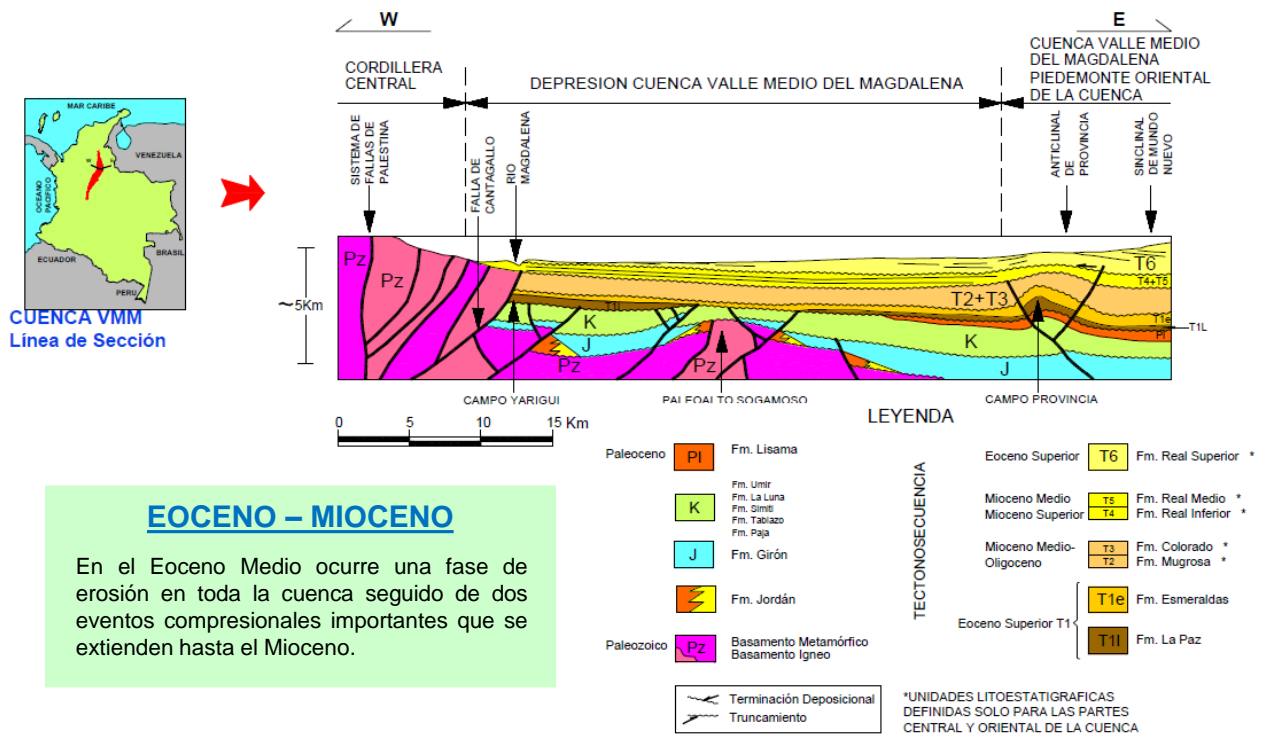


Figura 3.8. Evolución tectonoestratigráfica del Eoceno – Mioceno. (Modificado de Suárez, 1996 – Tomado y modificado de Córdoba et al., 2001).

3.2.5. SECUENCIA MIOCENO MEDIO - PLEISTOCENO

Durante el Mioceno Temprano se inicia una segunda fase compresional, conocida como la Orogenia Andina, producto de la colisión del arco de islas Panamá-Chocó contra el borde NO de Suramérica (Rolón, 2004). Durante este evento orogénico ocurre el mayor pulso de deformación y levantamiento de la Cordillera Oriental, constituyendo junto con la Cordillera Central, zonas de aportes de sedimentos en rápida erosión (Dengo & Covey, 1993 en Gómez, 2005). El área del Valle Medio del Magdalena evoluciona a la configuración actual de cuenca intramontañosa (Rolón, 2004). La orogenia Andina causó levantamiento generalizado y deformación, resultando en la completa inversión de las cuencas extensionales del Jurásico y Cretácico. El levantamiento y erosión del Macizo de Santander y la Serranía San Lucas proveen los materiales para la acumulación de la espesa secuencia continental constituida por areniscas conglomeráticas, conglomerados, con menor proporción de areniscas arcillosas y capas aisladas de areniscas tobáceas (Grupo Real) y grandes depósitos fluviales semiconsolidados (Formación Mesa) del Pleistoceno al Holoceno (Clavijo et al., 2008, Royero & Clavijo, 2001), (**Figura 3.9.**)

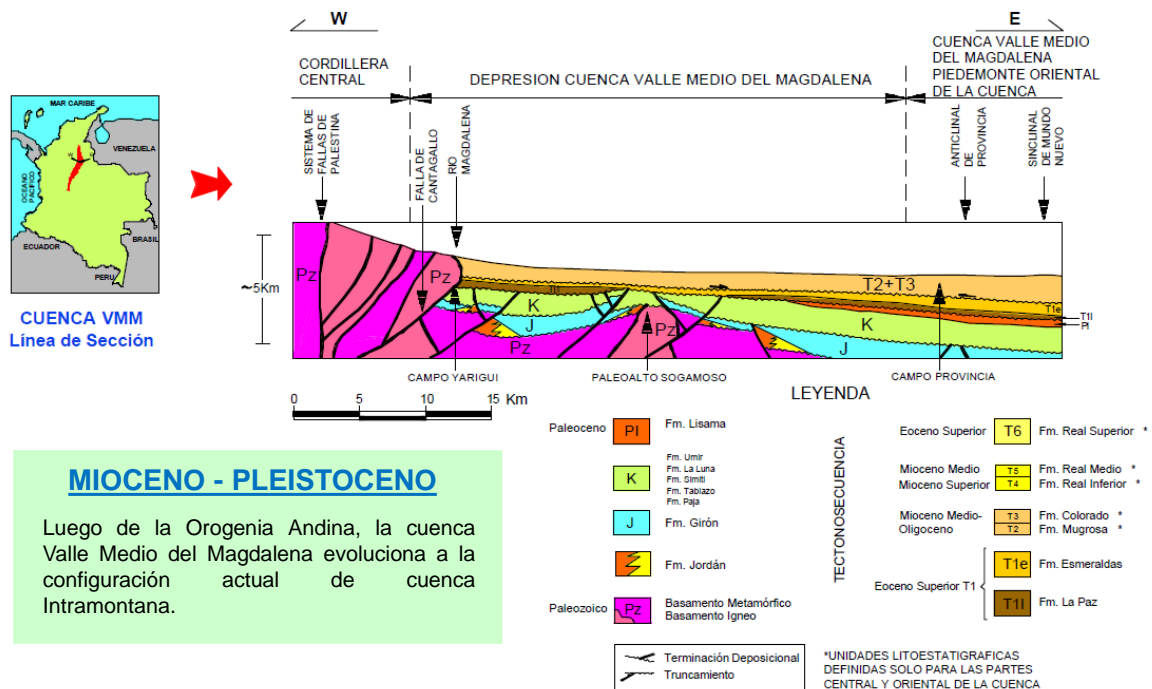


Figura 3.9. Evolución tectonoestratigráfica del Eoceno Medio - Mioceno (Modificado de Suárez, 1996 - Tomado y modificado de Córdoba et al., 2001).

3.3. ESTRATIGRAFÍA

El depósito de las formaciones que integran la cuenca del VMM se inicia al final de la primera parte del Mesozoico con ambientes continentales, cambiando a marinos en la segunda parte del Mesozoico y finalizando con sedimentos continentales en el Cenozoico (Sarmiento-Rojas, 2001 en UPME, 2018).

A continuación, se presentan dos tablas que resumen la estratigrafía de la Cuenca VMM (Cretácico: Tabla 3.1, Terciario: Tabla 3.2) y seguidamente se hace una descripción detallada de la Formación la Luna objetivo sistemático de exploración por su potencialidad en hidrocarburos y el consiguiente interés económico.

Tabla 3.1. Resumen de las características litoestratigráficas del Cretácico en la Cuenca VMM.

Edad	MA	Grupo / Formación	Formación / Miembro	Litoestratigrafía	Espesor	
Cretácico	Maastrichtiano	70	Fm. Umir	Consiste en lutitas grises oscuras a grises medias, con delgadas interestratificaciones de limolitas, las cuales son más abundantes en la parte superior de la formación, donde hay delgadas capas de arenisca de grano fino a muy fino, laminadas y capas delgadas de carbón. El ambiente de sedimentación de la formación ha sido interpretado como variable desde plataforma interna, hasta llanuras de marea y frente deltaico en su parte superior, asociados a una bahía o lago semirestringido (Ortiz y Flórez, 1997 en Córdoba, 2001).	El espesor de la formación es variable y alcanza un máximo de 300 pies (91,44 metros)	
	Campaniano	83	Gr. Oliní (Fm. La Renta)	Compuesta por Calizas y lodolitas calcáreas, se caracteriza por contener roca fosfórica en capas con estratificación centimétrica a decimétrica, y rocas de textura fino-granular y naturaleza silicea, con concentraciones locales de foraminíferos bentónicos del género Siphogenerinoides. El ambiente sedimentario corresponde a un medio marino somero (<40 m de profundidad) de costa afuera, cuya forma o perfil representa una rampa homoclinal de rampa media a externa (Terraza Melo, R., 2019. La edad propuesta es Coniaciano Superior - Campaniano (De la Para et al., 2021).	El espesor de esta formación varía de 50 a 77 metros, Terraza Melo, R., 2019.	
	Santoniano	86				
	Coniaciano	88	Fm. La Luna	M. Galembó	Alternancia de lutitas calcáreas con capas delgadas de calizas de tipo mudstone. Contiene numerosos nódulos calcáreos que pueden alcanzar varios metros de diámetro, conocidas en la literatura como "ruedas de carreta". Las facies antes mencionadas denotan condiciones de acumulación en fondos relativamente profundos, de aproximadamente 200 m de profundidad (plataforma externa) con abundante paleoproductividad biológica, indicada por la presencia de calizas y concreciones calcáreas y bajo el influjo constante de corrientes de surgencia (Córdoba et al., 2001).	El espesor de este miembro varía de 500 a 900 pies (152,4 a 274,32 metros)
	Turoniano	91		M. Pujamana	Lutitas calcáreas de color gris a negro finamente estratificadas. En los planos de estratificación hay abundantes concentraciones de escamas de peces y pelecipodos del género Inoceramus (Morales et al., 1958, Taborda, 1995).	El espesor de este miembro varía de 150 a 650 pies (45,72 a 198,12)
				M. Salada	Lutitas calcáreas, negras, duras, laminares, con concreciones y láminas de caliza (mudstone) con pirita y un fuerte olor a petróleo en fractura fresca. Las concreciones son de forma elipsoidal. Contiene fragmentos aplanados de conchas de pelecipodos, abundantes foraminíferos planctónicos y radiolarios, carece de foraminíferos bentónicos (Morales et al., 1958, Taborda, 1995).	El espesor de este miembro varía de 150 a 300 pies (45,72 a 91,44 metros).
	Cenomaniano	95	Fm. El Salto - Areniscas de Chiquinquirá.	Consiste en facies de caliza micrítica arcillosa gris oscura con interestratificaciones delgadas de lutitas calcáreas grises oscuras con algunas concreciones calcáreas (Morales et al., 1958) y de calizas arenosas del mismo color. El ambiente de depósito asignado a esta unidad es de plataforma media a interna, indicando el final de un "ciclo transgresivo - regresivo". Por correlación con unidades coetáneas se puede inferir que al sur de su área de distribución esta unidad probablemente grada a lutitas de la parte superior de la Formación Similiti y hacia el suroeste a arenitas (se las conoce como Formación Areniscas de Chiquinquirá), las cuales representan un frente de delta cayendo sobre la mencionada plataforma.	El espesor de esta formación varía de 150 a 420 pies (45,72 a 128,016 metros), Córdoba et al., 2001.	
	Albiano	107	Fm. Similiti	Esta formación consta de lutitas grises oscuras a negras, carbonosas localmente calcárea, con concreciones de ammonites. Muy cerca del tope (techo) hay láminas delgadas conglomeráticas con gránulos, nódulos de fosfato, dientes de peces y arenas (Morales et al., 1958). Estas facies representan ambientes de plataforma exterior.	El espesor de la Formación Similiti varía de 800 a 2000 pies (243,84 a 609,6 metros), Córdoba et al., 2001.	
			Fm. Tablazo	La Formación Tablazo presenta cambios de facies fuertes en dirección perpendicular al rumbo deposicional, que es aproximadamente norte - sur. Hacia el oriente, a lo largo de la franja comprendida entre La Mesa de Los Santos y Villa de Leyva, se muestra más arenosa. En este sector la unidad comienza en la base con limolitas que alternan con arenitas de grano muy fino a fino, micáceas, ferruginosas que posteriormente gradan a arenitas mixtas. Sobre estos niveles continúa una sucesión de arenitas mixtas de grano muy fino a fino con intercalaciones de lutitas y de calizas y lutitas negras de plataforma interna. Hacia la parte media se presenta una superficie de máxima inundación representada por un paquete de arenitas glauconíticas, las cuales indican tasas de sedimentación muy bajas. Estas facies indican acumulaciones en un sistema de lagoon protegido por una isla barrera, influenciado por mareas. En el sector occidental presenta facies netamente calcáreas, las cuales consisten en calizas biocásticas ricas en pelecipodos e interestratificadas con lutitas calcáreas grises oscuras, que representan acumulaciones en una plataforma de carbonatos somera que se desarrolló costa afuera (offshore) de la isla barrera (ambiente nerítico). Las calizas son más abundantes hacia la parte superior de la formación (Córdoba et al., 2001).	Los espesores varían en la parte plana de la cuenca entre 200 y 550 pies (60,96 a 167,64 metros) con un incremento hacia el sector centro-occidental alcanzando hasta 800 pies (243,84 metros), y hacia el piedemonte occidental alcanza los 1300 pies (396,24 metros), indicando la producción de la cuenca en este sentido (Córdoba et al., 2001).	
	Aptiano	114	Fm. Paja	Lutitas grises oscuras a negras, con algunas capas de caliza micrítica, que son más abundantes en la parte inferior, acumuladas como depósitos de plataforma interna a media con niveles de fósiles neotónicos, ammonites y en ocasiones, restos de peces. Se presentan concreciones calcáreas, venas de calcita e impregnaciones de hidrocarburos, posiblemente acumuladas como lodo orgánico en un fondo marino no muy profundo. Esporádicamente se observan facies de evaporitas, en especial en el sector oriental, en las áreas de La Mesa de Los Santos y Villa de Leyva, nivel conocido como "Arcillolitas Abigarradas" (Etayo, 1968 en Córdoba et al., 2001), que representan típicos depósitos litorales. En el nororiental, la sección del pozo Yumeca-1, muestra facies calcáreas, indicando depósitos de un ámbito próximo a la costa. Hacia la parte superior muestra gradación a facies de limolitas e intercalaciones de arenitas de grano muy fino.	Varía entre 125 y 625 metros (38,1 a 190,5 metros), Morales et al., 1958.	
	Barremiano	116				
	Hauterviano	120		Fm. Rosablanca	La parte inferior de la Formación Rosablanca, varía de oriente-occidente, desde evaporitas y areniscas en el sector occidental de la Cordillera Oriental, hasta una alternancia de mudstones y wakestones en los sectores central y occidental de la cuenca. Las facies del segmento inferior de la formación reflejan una transición de depósitos supra-mareales, al oriente, hasta depósitos intra e inter-mareales, al occidente, en un ambiente tipo sabkha. En la parte media de la formación predominan facies de packstones de oolitos y bioclastos, las cuales representan depósitos de barras de plataforma litoral. La porción superior de la Formación Rosablanca consta principalmente de alternancia de facies de wakestone de bioclastos, mudstones y limolitas calcáreas (margas), las cuales se acumularon en un ámbito de plataforma semiconfinada. Varían hacia el techo a facies de calizas terrígenas y arenitas de afinidad litoral en los bordes norte y oriental de la cuenca, con gradación a facies de packstone predominantemente. En el área central se presentan lodolitas calcáreas (secciones de Guadalupe-Chima, San Vicente de Chucurí y pozo Cascajales-1), señalando este sector como la parte más profunda de la cuenca. También hacia la parte superior de la unidad se presenta una asociación paleontológica de ammonites de latitudes medias y altas, que evidencia un evento de máxima inundación (Maximum Flooding Surface - MFS), sucedido hacia finales del Valanginiano (Etayo, 1993, Haq et al., 1988 en Córdoba et al., 2001).	300 a 500 pies (91,44 a 152,4 metros) en la parte plana de la cuenca con un incremento al oriente, donde se encuentra su depocentro. Hacia el norte los espesores disminuyen hasta acuciarse (Etayo et al., 1969 en Córdoba et al., 2001).
	Valanginiano	128	Fm. Cumbre	Constituida por areniscas con relictos de estratificación cruzada y areniscas masivas bioturbadas hacia la base, a las que se superponen intercalaciones de areniscas y lodolitas y hacia el techo se encuentran depósitos lodolitas oscuras. El ambiente es interpretado como de planicie costera o transicional (estuarios y bahías) (Ortiz et al., 1996 en Reyes et al., 1998); el contenido importante de fragmentos fósiles en este sector se interpreta como aporte de sedimentos de corrientes marinas y por otra parte el contenido de yeso sinsedimentario se explica por condiciones muy someras del estuario, dominado por micromareas (Walker y James, 1992 en Reyes et al., 1998)	En la sección tipo es de 137 metros (450 pies) y entre 25 y 53 metros (82 y 173 pies) en el diplo. de Santander (Etayo y Rodríguez, 1985).	
Berriasiano	135	Fms. Arcabuco / Los Santos	Esta unidad se caracteriza por la presencia de facies de arenosas a conglomeráticas, alternando con facies de lodolitas rojas, grises y verdes. Las facies varían en sentido oriente - occidente. Hacia el oriente, las facies son de arenitas de grano fino hasta conglomeráticas, con geometría lenticular y canaliforme con laminación interna inclinada tangencial, alternando con facies de lodolitas rojas y verdes, con restos de raices y paleosuelos, indicando un ámbito de depósito claramente continental. Por el contrario, hacia el occidente las facies presentan carácter marino, siendo de arenitas de grano fino a muy fino, de color gris, con frecuentes intercalaciones de lodolitas con abundante materia orgánica. Las estructuras sedimentarias predominantes son flaser y laminación ondulada, indicando depósitos costeros influenciados por olas y sobre todo, por mareas (Córdoba et al., 2001).	Varía entre 900 y 1900 pies (274,32 a 579,12 metros) de espesor.		

Tabla 3.2. Resumen de las características litoestratigráficas del Terciario en la Cuenca VMM.

Edad	MA	Grupo / Formación	Formación / Miembro	Litoestratigrafía	Espesor	
Pleistoceno	2,5	Fm. Mesa		Constituida hacia la base por tobas andesíticas con intercalaciones y lentes de conglomerados, arcillas y rocas piroclásticas; y hacia el techo por brechas y conglomerados con cantos y gujarros de areniscas y limolitas.	Varía entre 1150 y 1900 pies (350.52 - 579.12 metros).	
Plioceno	5,3	Gr. Real		Constituido principalmente por conglomerados y arenitas de grano grueso intercaladas con arcillolitas varicoloreadas, depositadas en ambientes continentales (Rubiano, 1995 et al., 2001).	Espesor total de 11800 pies (3596.64 metros), sin embargo existen inconformidades estratigráficas bien definidas.	
Terciario	Mioceno	23	Fm. Colorado	Compuesta de lodolitas masivas con intercalaciones de arenitas de grano fino a grueso, a las cuales se les ha asignado un origen fluvial, con presencia de barras puntuales y longitudinales (De La Cruz, 1988 en Córdoba et al., 2001).	Varía entre 575 y 3200 metros.	
	Oligoceno	36,5	Fm. Mugrosa	Se compone de intercalaciones de arenitas de grano fino y lodolitas varicoloreadas, acumuladas dentro de un paleoambiente de sistemas de ríos meandriformes (Rubiano, 1995 en Córdoba et al., 2001).	Varía de 1900 pies (579.12 metros) en los sectores central y E de la cuenca, hasta 2400 pies (731.52 metros) al O de la misma.	
	Eoceno	53	Gr. Chorro	Fm. Esmeralda	Consiste de intervalos espesos de lodolitas y limolitas oscuras y delgados mantos de carbón depositados en ríos meándricos (Rubiano, 1995 en Córdoba, 2001). También se intercalan arenitas de grano fino (De La Cruz, 1988 en Córdoba et al., 2001).	Varía de 160 pies (48.77 metros) al occidente hasta 1500 pies (457.2 metros) al este de la cuenca.
				Fm. La Paz	La Formación La Paz representa el primer depósito enteramente continental en la cuenca VMM después del dominio marino del Cretácico y constituye la roca reservorio de hidrocarburos más importante en la parte norte y oriental de la misma. Compuesta por areniscas grises conglomeráticas, conglomerados, limolitas y grandes paquetes de lutitas grises. El ambiente de sedimentación corresponde a corrientes trenzadas.	En la parte oeste tiene un espesor de 2000 pies (609.6 metros) pero en la parte central no se depositó. En el margen E su espesor promedio es de 650 pies (198.12 metros).
	Paleoceno	65	Fm. Lisama		La Formación Lisama representa la transición de condiciones marinas a deltáicas y consiste principalmente de lodolitas varicoloreadas y carbones con intercalaciones de arenitas de grano fino a medio con estratificación en artesa localmente (Morales et al., 1958).	Alcanza hasta 4000 pies (1219.2 metros) de espesor.

3.3.1. FORMACIÓN LA LUNA (TURONIANO - SANTONIANO) (TURONIENSE-SANTONIENSE)

Garner (1926) (en Julivert, 1968) originalmente emplea el término "La Luna Limestone" en la Quebrada La Luna, NW de la Serranía de Perijá, Estado de Zulia (Venezuela), para referirse a una sucesión de pizarras calcáreas negras, fosilíferas, con concreciones y calizas negras. Hedberg & Saas (1937) denominan formalmente la unidad como "La Luna Formation" y la describen detalladamente en la Serranía Perijá (Colombia) de la siguiente manera: *"Calizas bituminosas, densas, laminadas, gris oscuras a negras, dispuestas en capas delgadas, y pizarras calcáreas negras; típicamente con concreciones de caliza elipsoidales y discoidales con diámetro de unas pocas pulgadas a varios pies de diámetro; chert negro es común como capas y nódulos; a menudo las calizas expelen un*

intenso olor bituminoso en fractura fresca". En la Serranía Perijá, la Formación La Luna está comprendida entre el infrayacente Grupo Cogollo y por debajo de la Formación Colón.

Notestein et al. (1944) (en Julivert, 1968) introduce el término en la Cuenca de Catatumbo, aplicándolo a los depósitos, similares a los expuestos en Venezuela, comprendidos entre la infrayacente Formación Capacho y la suprayacente Formación Colón-Mitojuan. En las cuencas de Catatumbo (Colombia) y Maracaibo (Venezuela), La Formación la Luna consta de calizas de color gris oscuro, ricas en foraminíferos, intercaladas con arcillolitas negras (shale) muy calcáreas y bituminosas. La secuencia contiene abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa; típicamente la caliza expele un olor intenso a petróleo en superficie fresca. Las calizas presentan estratificación uniforme y monótona, en capas de 1 a 50 cm de espesor. Las arcillolitas calcáreas presentan estratificación plano-paralela ondulada, a menudo con concreciones calcáreas grises (micrita a biomicrita), de forma elipsoidal a discoidal, de 0,1 hasta 2 m de diámetro, a menudo con ammonites u otros macrofósiles en su interior. Son frecuentes los nódulos, y capas de lidita o chert negro (ftanita). En la parte superior de la unidad aparecen niveles ricos en fosforitas con espesores de hasta 1,7 m (Gramalote, Norte de Santander, Colombia), y constituyen concentraciones de interés económico en el área de Sardinata.

Morales et al. (1958) adopta el término Formación La Luna para la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM); en el área del río Sogamoso (Santander, Colombia) subdivide la unidad en tres Miembros que, de base a techo son: Salada, Pujamana y Galembó (**Figura 3.3**). En el sector norte de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, la Formación La Luna es descrita de la siguiente manera (Clavijo, 1995): lodolitas calcáreas grises, fosilíferas, laminadas, con concreciones micríticas de hasta 1 m de diámetro, con capas tabulares medias intercaladas de calizas biomicríticas grises, de consistencia dura. En la parte media

y superior de la unidad aparecen capas muy delgadas de chert negro, **Figura 3.10**. En la parte norte del Valle Medio del Magdalena, el espesor de la unidad, medido en superficie es de 188 m, y 305 a 350 m en perforaciones/sondeos (Pozos Buturama 2, Crisol 3, Pital 2) (Clavijo, 1995).

A continuación, se presenta una breve descripción de los Miembros de la Formación La Luna, según la definición original dada por Morales et al. (1958) y de acuerdo a lo expresado en la memoria de la plancha 86 de Ingeominas, Morales et al. (1958), Julivert (1968), Ward et al. (1973), Arias & Vargas, (1978), Maughan et al. (1979).

▪ **MIEMBRO SALADA**

El término Salada fue utilizado por primera vez por Wheeler (1935) en Morales et al. (1958) en un informe inédito. El Miembro Salada aparece típicamente expuesto en la confluencia de la Quebrada Salada con el río Sogamoso. Morales et al. (1958), describen este Miembro de la siguiente manera: pizarras limosas negras, de consistencia dura, finamente laminados, con apariencia de pizarra en afloramiento. Aparecen ocasionales capas delgadas de caliza negra de textura fina. Típicamente, se presenta pirita en venillas, concreciones o núcleo de concreciones calcáreas elipsoidales de 10 a 15 cm de diámetro. Se expresa topográficamente como una cresta baja en el lado norte del Río Sogamoso.

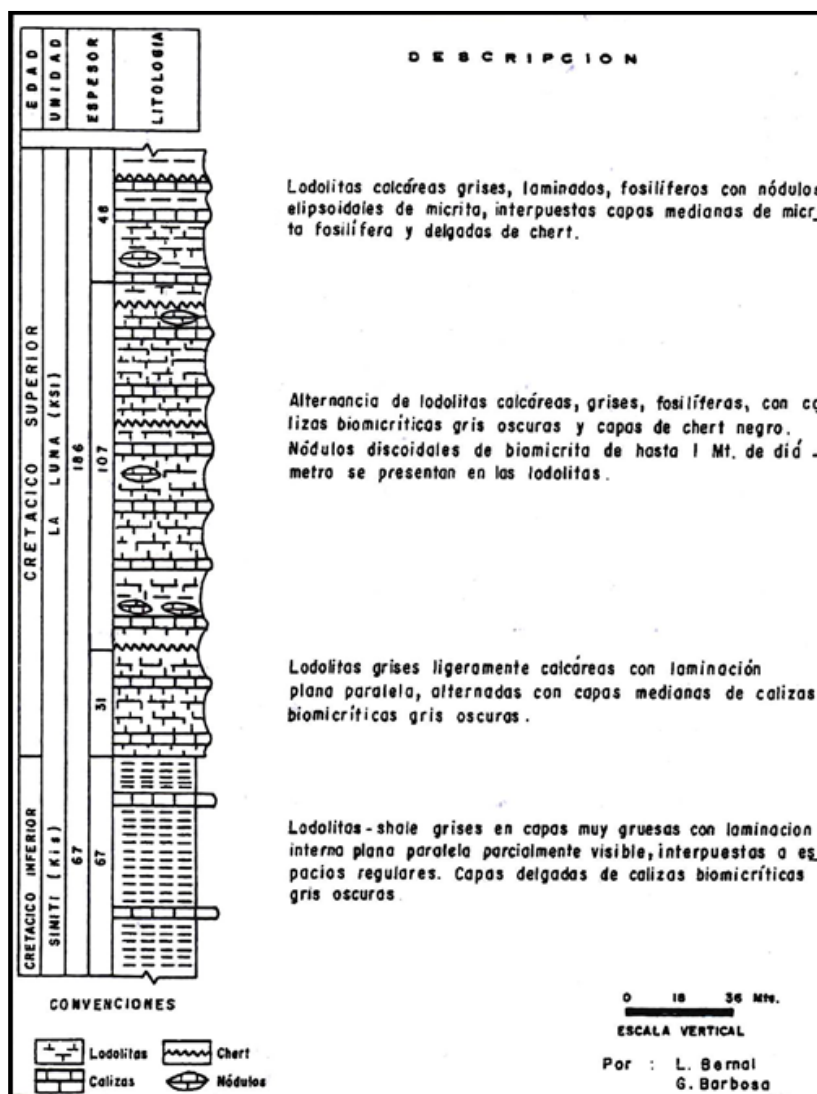


Figura 3.10. Columna estratigráfica de la Formación La Luna en el sector norte de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Tomado de Clavijo (1995).

Según Maughan et al. (1979), el Miembro Salada se halla bien expuesto en la desembocadura de la Quebrada La Azufrada, donde se expresa topográficamente como una colina prominente, y es el lugar adecuado para definir la sección tipo. Consiste en calizas arcillosas gris oscuras y arcillolitas calcáreas. Presenta algunos niveles de arcillolitas o limolitas de leve a moderadamente silíceas, las cuales han sido descritas con el término

porcelanita. En la parte superior, los niveles silíceos presentan láminas y capas delgadas intercaladas con chert, semejante al Miembro Galembó, por lo que puede ser fácilmente confundido con aquel. Concreciones calcáreas con diámetros desde pocos centímetros hasta 2 m son comunes en el Miembro Salada pero no en el Miembro Galembó. Se presenta pirita en concreciones, o como nódulos y cristales en niveles de arcillolitas. Contiene foraminíferos, localmente abundantes, y ammonites en el interior de concreciones. En la parte superior aparecen ocasionales capas de hasta 40 cm de espesor de arcilla compuesta de caolinita y arcilla de capa mixta illita-montmorillonita, intercalada dentro de niveles silíceos.

Según Arias & Vargas (1978), el espesor del Miembro Salada está comprendido entre 50 a 131 m. La edad de la unidad es Turoniano (Turonense) Temprano, basado en ammonites recolectados en la Quebrada Aguablanca y la sección tipo en el río Sogamoso (Morales et al., 1958) en Colombia. El Miembro Salada suprayace en concordancia a la Formación El Salto, y subyace al Miembro Pujamana (**Figura 3.3**). En los lugares donde no está presente la Formación El Salto, el Miembro Salada descansa discordante sobre la Formación Simití; el contacto está bien definido, marcado por un cambio litológico neto; las capas duras y más resistentes del Miembro Salada contrastan con los niveles blandos y pobremente expuestos de arcillolitas y limolitas arenosas subyacentes (Maughan et al., 1979).

▪ **MIEMBRO PUJAMANA**

El término Pujamana fue empleado originalmente también por Wheeler (1935) en Morales et al. (1958) en un informe inédito, para designar los niveles expuestos en la Quebrada Pujamana (tributario del Río Sogamoso). Morales et al. (1958) describen el Miembro Pujamana de la siguiente manera: pizarras calcáreas de color gris oscuro a negro,

con estratificación delgada; debido a su consistencia incompetente, los afloramientos típicamente están deformados por deslizamientos.

De acuerdo con Maughan et al. (1979), el Miembro Pujamana consiste en arcillolitas limosas laminadas, calcáreas a no calcáreas, color gris oscuro, de consistencia muy dura. Aparecen delgadas capas intercaladas de caliza arcillosa y finamente cristalinas, y abundantes concreciones calcáreas. La pirita es común en niveles de arcillolita y concreciones. En la parte superior aparecen niveles silíceos y abundantes capas delgadas de chert negro. La unidad es menos resistente a la erosión en comparación con los Miembros Salada y Galembo y topográficamente se expresa en forma de valle.

Según Arias & Vargas (1978), el espesor del Miembro Pujamana está comprendido entre 50 a 234 m. En la Quebrada La Sorda presenta 285 m de espesor. El espesor de la unidad es variable, lo cual podría estar relacionado con cambios de facies en el subyacente Miembro Salada y erosión en la parte superior de acuerdo con Maughan et al. (1979). La edad de la unidad varía de Turoniano (Turonense) Tardío a Coniaciano (Coniacense) Temprano, basado en fósiles de la Quebrada Aguablanca (Morales et al., 1958).

El contacto con el suprayacente Miembro Galembo es discordante, evidenciado en la zona del Río Lebrija (Colombia), por: 1) forma irregular del contacto asociado a erosión, espesor variable del Miembro Pujamana; 2) presencia de un persistente nivel de concreciones en la base del Miembro Galembo, asociado a la migración y concentración diagenética de carbonato de calcio en un horizonte paralelo a la superficie de erosión; y 3) bloques angulares de caliza del tope (techo) del Miembro Pujamana incorporados dentro de los niveles basales fosfáticos del Miembro Galembo (Maughan et al., 1979).

▪ **MIEMBRO GALEMBO**

El Miembro Galembo fue definido por Morales et al. (1958) en el Cerro Galembo, situado entre la ciudad de Bucaramanga y el municipio de San Vicente de Chucurí (Santander, Colombia), topográficamente se expresa en forma de cresta pronunciada. Morales et al. (1958) describen el Miembro Galembo de la siguiente manera: pizarras calcáreas negras, de consistencia dura, con capas delgadas intercaladas de caliza arcillosa. Las pizarras presentan estratificación delgada, con numerosas concreciones calcáreas discoidales con ammonites en su interior, con diámetro máximo de 8 m. Aparecen capas delgadas intercaladas de chert negro. Cerca del techo de la unidad se presenta un horizonte continuo rico en fósiles de peces (fragmentos de hueso, vértebras bien preservadas y esporádicos dientes).

Según Maughan et al. (1979), este Miembro contiene arcillolitas y limolitas silíceas con estratificación planar delgada, y arcillolitas calcáreas (no silíceas) en la parte media de la unidad. Típicamente contiene material fosfático en forma de pellets, oolitos, fragmentos esqueléticos y foraminíferos reemplazados por fosfatos (fluorapatito carbonatado), diseminado en la roca o concentrado en capas individuales de fosforitas con espesor máximo de 2 m y con potencial económico. Se presentan escasas concreciones calcáreas.

Según Arias & Vargas (1978), el espesor del Miembro Galembo está comprendido entre 180 y 274 m. En sectores situados entre El Tablazo y La Azufrada, y la Azufrada - El Conchal, el Miembro Galembo fue erosionado antes del depósito de la Formación Umir situada por encima. Debido a la discordancia a techo de la unidad, el espesor de la unidad es variable, comprendido entre 0 a 120 m (Maughan et al., 1979). La edad de la unidad varía de Turoniano (Turonense) Tardío a Santoniano (Santonense) (?), basado en fósiles (ammonites) recolectados en la Quebrada Aguablanca (Morales et al., 1958).

El contacto superior del Miembro Galembó es una superficie de erosión, en muchos lugares marcado por un conglomerado de guijos en la base de la suprayacente Formación Umir (Maughan et al., 1979). Probablemente la unidad se depositó de manera uniforme por toda el área del Valle Medio y zona adyacente a la Cordillera Oriental, como parte del relleno sedimentario de una cuenca marginal al Escudo de Guayanas, con mayor espesor hacia el oriente; estos sedimentos fueron deformados y en parte erosionados debido a un evento tectónico regional. En otros lugares, el Miembro Galembó lo suprayace el grupo Oliní / Formación La Renta, de edad Coniaciano Tardío – Campaniano (Terraza Melo, R., 2019; Etayo et al., 2019; De la Parra et al., 2021; Sánchez et al., 2021).

En el Valle Medio del Magdalena (VMM), la edad de la Formación la Luna, basada en fósiles de ammonites, pelecípodos y foraminíferos varía entre el Turoniano (Turonense) Temprano al Santoniano (Santonense) (?) (Morales et al., 1958), mientras que estudios recientes (De la Parra et al., 2021) reportan como nueva propuesta Cenomaniano - Coniaciano. En la Cuenca del Catatumbo, se acepta una edad de Turoniano (Turonense), basado en la aparición del bivalvo *Inoceramus labiatus*, y podría incluir también parte del Cenomaniano (Cenomaniense) y Coniaciano (Coniacense) (Notestein et al., 1944; en Julivert, 1968). En la Cuenca de Maracaibo (Venezuela), la edad aceptada para la Formación La Luna varía entre Cenomaniano (Cenomaniense) y Campaniano (Campaniense), donde aparecen fósiles de *Inoceramus labiatus*, indicativo del Turoniano (Turonense) y ammonites de los géneros *Texanites* y *Parelenticerias*, indicativos del Santoniano (Santonense) (Scherer, 1997 en informe PDVSA).

En el sector nororiental de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, la Formación La Luna suprayace en concordancia a la Formación Simití (Arias & Vargas, 1978). Por otro parte, Maughan et al., (1979), considera discordante el contacto inferior de la Formación La

Luna; la discordancia está indicada por la presencia de óxidos de hierro a lo largo del contacto, presencia de limolitas con ondulitas en los niveles basales de la Formación La Luna y variaciones en el espesor de la Formación Simití. El contacto superior con la Formación Umir es discordante y representa un periodo de erosión (Arias & Vargas, 1978). En el sector occidental de la Cuenca del Valle Medio (Ciénaga Simití), la Formación La Luna suprayace sobre la Formación El Salto en aparente contacto discordante (Julivert, 1968; Bernal et al., 2006).

La Formación La Luna se depositó en un ambiente de rampa externa de carbonatos, en condiciones anóxicas, durante la máxima inundación marina registrada en el Cretácico Tardío (Cenomaniano-Turoniano) (Cenomaniense-Turoniense) en el norte de Suramérica, (Macerali, 1988, en Bernal et al., 2006; Bernal, 2009). En contexto regional, la Formación La Luna se acumuló en la llamada Cuenca Cretácica Colombiana, un mar epicontinental bordeado al oriente por el Escudo de Guyana y al occidente por la Cordillera Central, conectado con el Mar de Thetys (Bernal, 2009). El Macizo de Santander constituía un paleoalto sumergido que impedía la libre circulación entre las cuencas marinas de Colombia (Valle Medio) y Venezuela (Cuenca de Maracaibo), favoreciendo condiciones de fondo anóxico y preservación de materia orgánica, aunado a un evento global de anoxia oceánica (OAE3) (Rey et al., 2004, en Bernal, 2009).

La Formación La Luna en la cuenca VMM se correlaciona con la Formación La Luna de la Cuenca de Catatumbo (Colombia), Cuenca de Maracaibo (Venezuela), Valle del Cesar-Ranchería (Colombia), Serranía Perijá (Colombia y Venezuela) y Península de La Guajira (Colombia) según Julivert (1968). La parte inferior de la Formación La Luna se correlaciona por transición lateral directa con la Formación Capacho de la Cuenca del Catatumbo (Scherer, 1997).

3.3.2. GRUPO OLINÍ - FORMACIÓN LA RENTA (CONIACIANO - CAMPANIANO) (CONIACIENSE-CAMPANIENSE)

Litológicamente, su composición es similar al del Miembro Galembo de la Formación La Luna y se caracteriza por contener roca fosfórica en capas con estratificación centimétrica a decimétrica, y rocas de textura fino-granular y naturaleza silícea, con concentraciones locales de foraminíferos bentónicos del género Siphogenerinoides. Su localidad tipo se establece en la quebrada Aguablanca. Este Grupo/Formación presenta diferentes espesores según el sitio donde su techo aflore, debido a la discordancia con la base de la suprayacente Formación Umir; su límite inferior se debe establecer en la base de la primera capa o conjunto de capas de fosforita, asociadas a cherts o porcelanitas con microfósiles de foraminíferos bentónicos (Terraza-Melo, 2020).

Trabajos internos de ECOPETROL (De la Parra et al., 2013-2021; Márquez y Juliao, 2015) reportan la litología descrita por Terraza-Melo, 2021 como Grupo Oliní, discriminada en las formaciones Lidita Inferior, Aico Shale y Lidita Superior. Asimismo, Ballesteros et al. (2013) y Vélez (2014) en Terraza-Melo (2020) incluyen en el Grupo Oliní como intervalo estratigráfico equivalente a la Formación La Renta en los pozos estratigráficos perforados por Ecopetrol en cercanías a Barrancabermeja localizados aproximadamente a 55 km al occidente de la sección tipo de la mencionada Formación La Renta.

3.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Cuenca del Valle Medio del Magdalena constituye una depresión tectónica asimétrica, limitada al norte por la falla del Espíritu Santo, nororiente por las fallas de Santa Marta y Bucaramanga, al oriente por sistema de fallas La Salina - Bituima, y al sur por el cinturón plegado de Girardot (**Figuras 3.1, 3.11**). El margen occidental de la cuenca es un borde pasivo de geometría monoclinal con buzamiento hacia el oriente. La cubierta sedimentaria Jurásica y Cretácica se pliega hacia el oeste contra el basamento Precámbrico y Paleozoico, con algunas interrupciones debidas a fallas (Mojica & Franco, 1990; Rolón, 2004).

El grado de deformación se incrementa paulatinamente hacia el oriente, hasta constituir el complejo cinturón de cabalgamiento del margen oriental de la cuenca (Mojica & Franco, 1990). Las fallas de cabalgamiento presentan vergencia hacia el oeste, acompañadas por fallas normales invertidas de bajo a alto ángulo, generalmente buzando hacia el oriente. Este complejo sistema de fallas determina el transporte tectónico y levantamiento de la Cordillera Oriental. El transporte tectónico no es uniforme ni tampoco continuo en el tiempo (Rolón, 2004).

Los principales grupos de estructuras en el sector norte del Valle Medio del Magdalena son (Mojica & Franco, 1990): 1) Megafalla de rumbo sinistral: fallas de Bucaramanga y Santa Marta, a la que se asocian pliegues cabalgantes. 2) Conjuntos de pliegues-fallas de cabalgamiento, en el margen oriental de la cuenca, representado por las fallas La Salinas y Arrugas. 3) Conjunto de fallas normales, con sus bloques orientales hundidos, situados en el borde oriental de la Cordillera Central, representado por las fallas Casabe y Cimitarra.

A continuación, se describen brevemente las estructuras más importantes de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena en el sector situado al occidente de Bucaramanga (**Figura 3.11**).

▪ **FALLA DE SANTA MARTA**

Es una falla de rumbo sinistral con componente inversa, de 374 km de longitud, dirección N21°W, buzando hacia oriente con alto ángulo o vertical (Paris et al., 2000). Se extiende desde la Costa Caribe hasta el flanco Oeste de la Cordillera Oriental, donde se une con la falla de Bucaramanga en cercanías del municipio de Aguachica (**Figura 3.12**). Constituye el límite entre diversas provincias geológicas: límite entre la cuenca del Valle Medio del Magdalena y el Macizo de Santander; límite entre la Sierra Nevada de Santa Marta y la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena; y límite entre la Cuenca del Cesar-Ranchería y Valle Inferior del Magdalena (Paris et al., 2000), **Figura 3.12**. Campbell (1968) en (Tschanz et al., 1974), plantea movimientos sinistral de 100 a 115 km, evidenciado por el desplazamiento de los cinturones metamórficos expuestos en la Sierra Nevada de Santa Marta, con respecto a los encontrados más al sur, en el subsuelo de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena. La actividad reciente de la falla queda indicada por la presencia de fuentes termales, rasgos geomorfológicos elevados como plataformas de abrasión, depósitos estuarinos y litorales, hendiduras y masas coralinas; además de la linealidad del piedemonte y borde costero al sur de Santa Marta (Khobzi, 1971; Delgado, 2002).

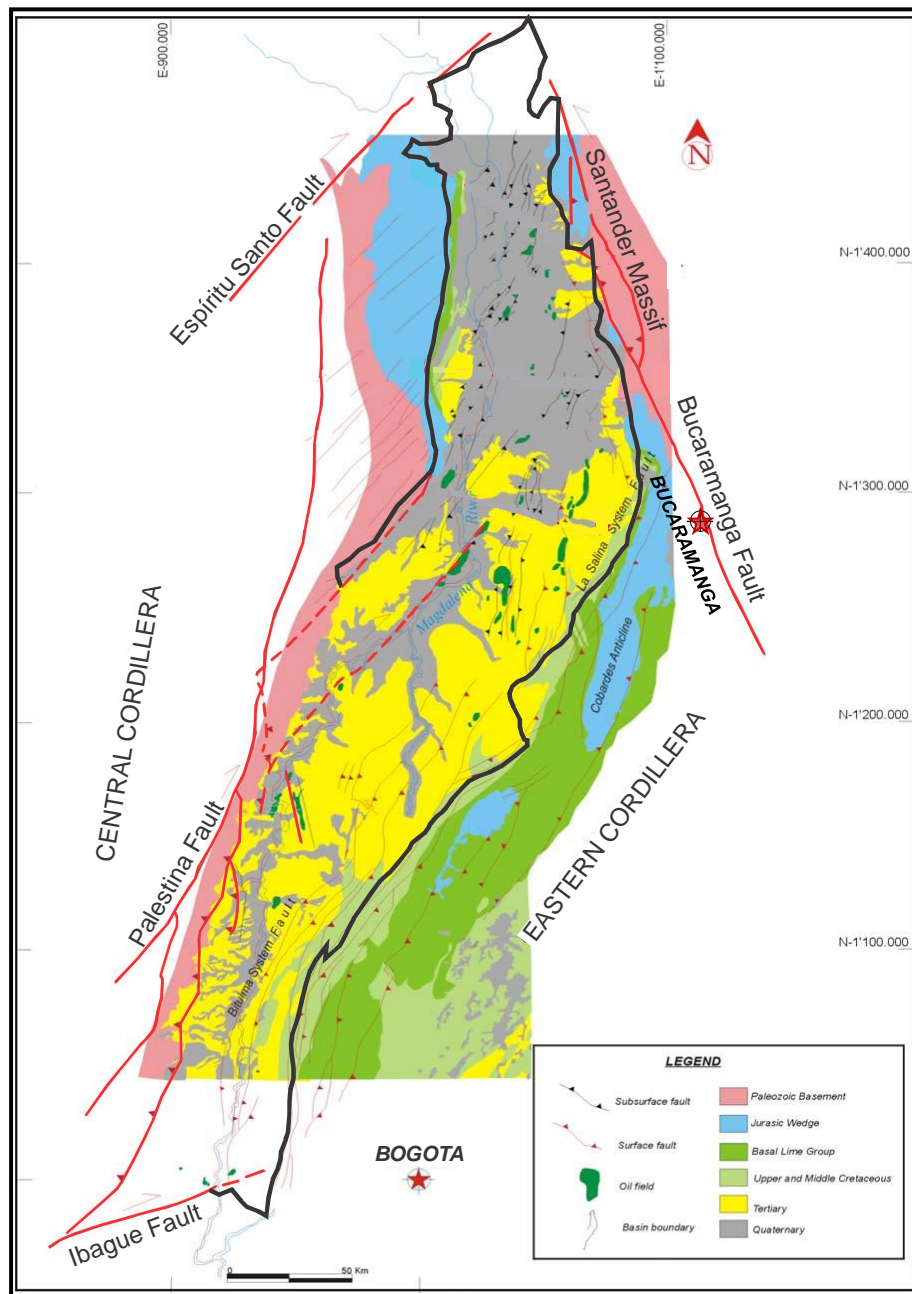


Figura 3.11. Mapa geológico con elementos estructurales de la cuenca VMM. Modificado de Martínez & Mendoza, (2012).

▪ **FALLA PALESTINA**

Es una falla de rumbo sinestral con componente vertical, de casi 370 km de longitud, dirección N18°E, buzando hacia el oeste con inclinación de 60°. Se extiende a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Central, desde alrededores del Volcán Nevado del Ruiz hasta la Serranía San Lucas. La actividad reciente de la falla viene indicada por escarpes de falla, corrientes desplazadas, crestas de compresión, manantiales alineados, rasgos topográficos desplazados y graben pull-apart (Paris et al., 2000), **Figura 3.12**.

▪ **FALLA LA SALINA**

Es una falla inversa de alto ángulo con buzamiento hacia el SE, con dirección NO. Constituye el límite entre el Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Oriental. La falla también presenta un componente de rumbo dextral (Gutiérrez y Clavijo, 2001). Esta falla se considera activa lo que viene indicado por el control estructural en la red de drenaje e interfluvios, escapes de falla y facetas triangulares (Ingeominas, 1999), **Figura 3.12**.

▪ **FALLA DEL RIO SUAREZ**

Es una falla inversa de alto ángulo de dirección NE, con plano de falla probablemente subvertical, con componente de desplazamiento de rumbo sinestral (Julivert, 1963; Ward et al., 1973). Se extiende desde el municipio de Barbosa (Santander) hasta su intersección con la falla Bucaramanga, y presenta una longitud cercana a 120 Km (**Figura 3.12**).

▪ **SINCLINAL DE NUEVO MUNDO**

Este sinclinal se ha designado estructuralmente como una semifosa, debido al extremo fallamiento cercano y paralelo al borde Oriental. Este angosto sinclinal está sobre el lado oriental más profundo del área geosinclinal de la cuenca del Valle del Magdalena, de cuya parte occidental menos profunda está separado principalmete por la Falla Salinas de rumbo

norte, que pone en contacto a rocas del Cretácico Tardío del lado oriental con rocas del Oligoceno y del Mioceno del lado occidental. (Ward et al., 1973). El eje del sinclinal, está cerca al flanco Occidental, probablemente debido al levantamiento a lo largo del lado Oriental de la Falla La Salina. El núcleo de este sinclinal corresponde a sedimentos de la Formación Real y la dirección del eje es preferencialmente NE (**Figura 3.12**).

▪ **ANTICLINAL DE RIO SUCIO**

Se encuentra localizado al Este del Sinclinal de Nuevo Mundo, es ligeramente asimétrico, y su eje tiene una dirección NE. El núcleo está constituido por sedimentos de la Formación Tambor (**Figura 3.12**).

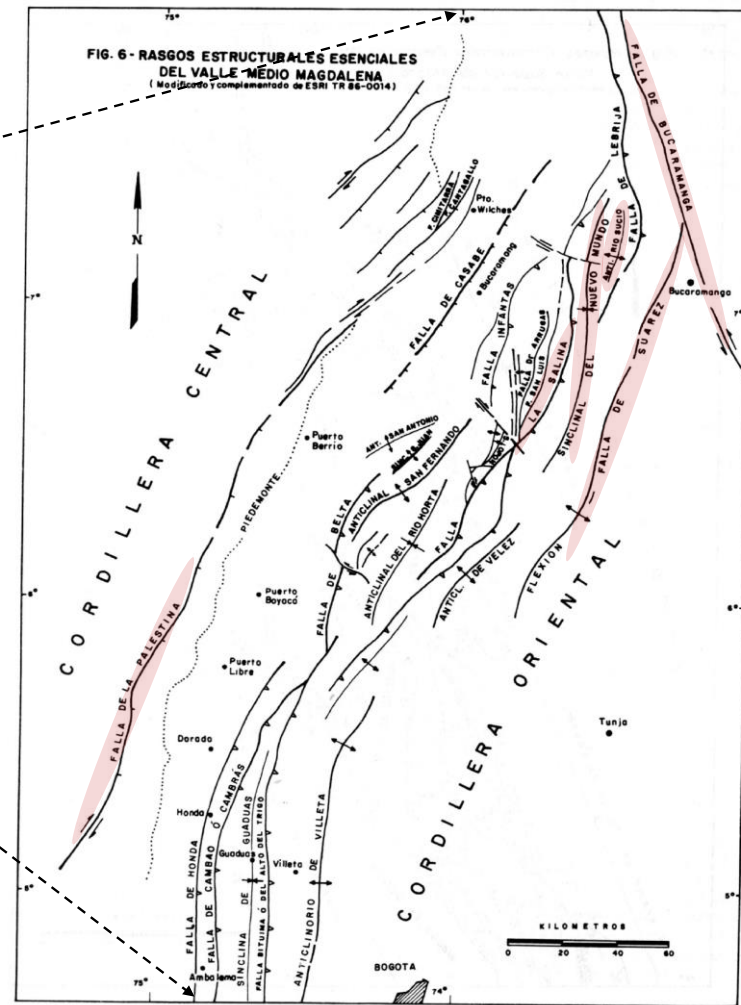
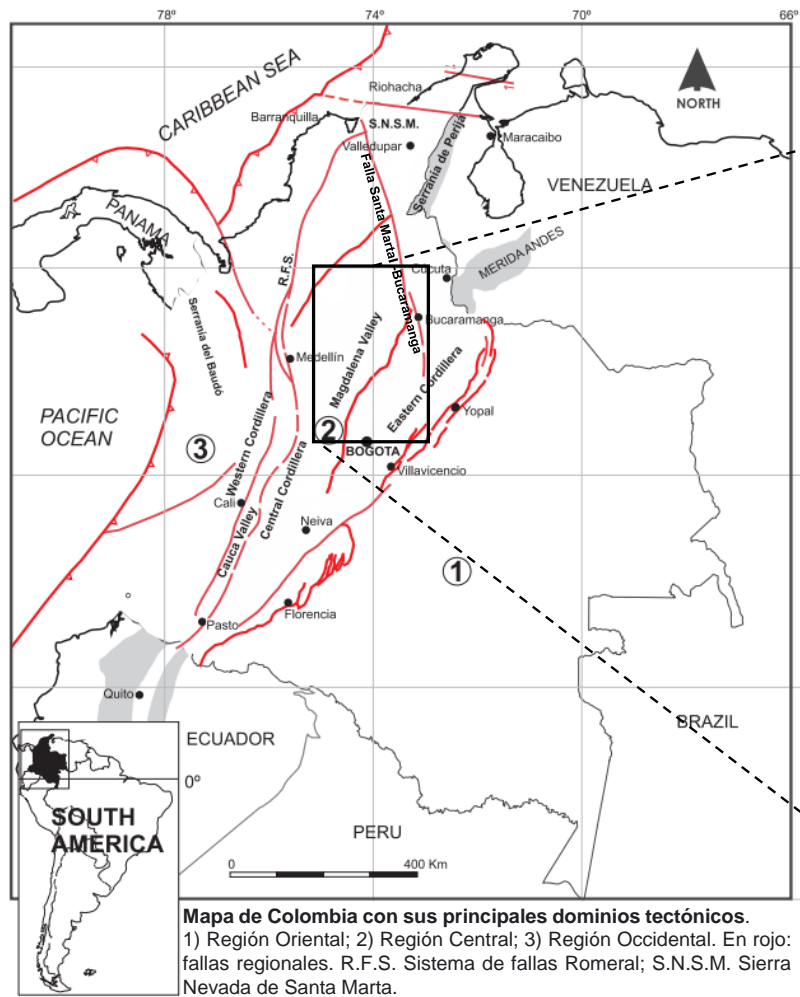


Figura 3.12. Mapas con los principales rasgos estructurales de la cuenca VMM. Modificado de Barrero et al., 2007, y Mojica y Franco, 1990.

4. LA MATERIA ORGÁNICA SEDIMENTARIA

Teniendo en cuenta que la generación de hidrocarburos está íntimamente ligada al contenido orgánico de las rocas sedimentarias, en este capítulo y en el siguiente se esbozan una serie de conocimientos y conceptos fundamentales que permiten entender los sistemas petroleros, conceptos y conocimientos que, además, hay que considerar durante la exploración de estos sistemas.

La materia orgánica en las secuencias sedimentarias va, desde la presencia de partículas orgánicas finamente diseminadas en ellas hasta la materia orgánica altamente concentrada como es el caso de los carbones. Normalmente, una facies orgánica es en su mayoría una mezcla de materiales orgánicos complejos y heterogéneos. Las características de esta mezcla van a depender del origen y naturaleza de la materia orgánica (biomasa planctónica, comunidad bacteriana, plantas terrestres o material retrabajado), de la productividad orgánica, de los aportes al ambiente sedimentario, de las condiciones fisicoquímicas existentes en el medio, de la diagénesis temprana y de la madurez térmica que acompaña al enterramiento de los sedimentos y al metamorfismo (Suárez-Ruiz et al., 2012).

La materia orgánica presente en los sedimentos y en las rocas sedimentarias está compuesta por el denominado, desde el punto de vista geoquímico, como kerógeno (material insoluble en solventes orgánicos) y bitumen (soluble en solventes orgánicos), y en su conjunto suelen representar la menor proporción de la fracción sedimentaria. La materia orgánica está formada por moléculas orgánicas derivadas directa o indirectamente de la parte orgánica de los organismos (compuesta por los elementos C, H, O, N y S). De los organismos, las partes del esqueleto, las conchas, los huesos, las espinas y los dientes no son considerados como material orgánico (Tissot y Welte, 1984; Tyson, 1995).

El estudio de la materia orgánica en sedimentos y rocas sedimentarias se centra en la interacción entre la biosfera y la geosfera. Una apreciación adecuada del tema requiere una comprensión de los controles ambientales que rigen la producción de materia orgánica en la biosfera, los procesos ecológicos y sedimentológicos que controlan su acumulación y distribución, los factores biogeoquímicos y geomicrobiológicos que influyen en su conservación y, finalmente, los procesos geoquímicos y físicos que determinan su modificación durante su incorporación a la geosfera.

4.1. GENERALIDADES SOBRE LA ACUMULACIÓN Y CONSERVACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA

La materia orgánica sedimentaria está formada por compuestos orgánicos procedentes de restos de organismos muertos, como plantas y animales, y de los productos de su metabolismo en el medio ambiente. Los principales factores que controlan la acumulación, la cantidad y la calidad de la materia orgánica contenida en las rocas sedimentarias abarcan desde la productividad biológica, a los procesos de degradación y transporte, a su acumulación y posterior transformación diagenética (Tissot y Welte, 1984).

La acumulación de la materia orgánica en los sedimentos viene determinada por un número limitado de condiciones geológicas (Tissot y Welte, 1984). Así, la materia orgánica puede acumularse en una gran variedad de ambientes sedimentarios, que pueden dividirse a grandes rasgos en continentales (terrestres y lacustres) y marinos. En el medio terrestre, la materia orgánica puede acumularse en forma de sedimentos ricos en materia orgánica, típicamente de tamaño de grano fino, que están relacionados con el contenido de lodo (limo + arcilla). En los sistemas acuáticos, los sedimentos ricos en materia orgánica también pueden acumularse tanto en ambientes lacustres como marinos. El agua marina normal

está relativamente bien oxigenada y la conservación de la materia orgánica en el régimen marino depende de la presencia de una circulación restringida de agua, que conduce a bajas presiones parciales de oxígeno, o bien, a una productividad orgánica excepcionalmente alta. La conservación de la materia orgánica suele ser más notable cuando se dan estos dos factores. Por lo tanto, y de manera general, se puede indicar que, el contenido orgánico de los sedimentos se correlaciona mejor con el porcentaje de lodo (limo y arcilla), y tiene una correlación inversa con la relación arena/lodo, es decir, dentro de cualquier régimen deposicional, la concentración de materia orgánica se correlaciona negativamente con el tamaño de grano de los sedimentos siliciclásticos y positivamente con el contenido de lodo (limo + arcilla). Las condiciones más favorables para la formación de sedimentos ricos en materia orgánica se encuentran en las plataformas continentales en zonas de aguas tranquilas, como lagunas, estuarios, cuencas profundas de circulación restringida y taludes continentales (Tissot y Welte, 1984).

El enterramiento y posterior preservación de la materia orgánica en los sedimentos está directamente relacionado con los ciclos globales de C, O, N y S a lo largo del tiempo geológico. Aunque los márgenes continentales representan sólo el 10% de la superficie total del océano y el 20% de la producción primaria total del océano, más del 90% de todo el depósito de carbono orgánico se produce en los sedimentos depositados en los deltas, las plataformas y los taludes continentales superiores (Berner, 1989). La materia orgánica conservada en los depósitos sedimentarios es importante como precursora de los combustibles fósiles (carbón, petróleo y gas) y como indicador de la historia de la Tierra.

4.2. COMPOSICIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA SEDIMENTARIA

4.2.1. KERÓGENO: TIPO Y CLASIFICACIÓN

Desde el punto de vista geoquímico, la materia orgánica se compone de dos fracciones: el kerógeno (definido como la fracción de la materia orgánica insoluble en solventes orgánicos) y el bitumen (definido como la fracción de la materia orgánica que es soluble en solventes orgánicos). En ausencia de hidrocarburos migrados, el kerógeno suele representar el 95% o más de la cantidad total de materia orgánica en las rocas sedimentarias.

Con el fin de aunar conceptos geoquímicos y petrográficos (derivados de la observación microscópica) se hace necesario señalar que, el kerógeno se compone de materia orgánica particulada (constituyentes orgánicos de las rocas sedimentarias definidos por petrografía y clasificados por el International Committee for Coal and Organic Petrology-ICCP, y The Society of Organic Petrology-TSOP) mientras que el bitumen, se compone de materia orgánica molecular (compuestos orgánicos moleculares: saturados; compuestos aromáticos y polares - resinas y asfaltenos que solo pueden investigarse por métodos geoquímicos). Por lo tanto, debido a las características de cada una de las fracciones de la materia orgánica sedimentaria, éstas se estudian con técnicas diferentes. Para el estudio del bitumen se utilizan técnicas geoquímicas orgánica como extracción con solventes seguido de cromatografía líquida (LC), cromatografía de gases (GC), cromatografía de gases con espectrometría de masas (GCMS), etc. Para los estudios sobre el kerógeno se utiliza una combinación de técnicas microscópicas y, si es el caso, geoquímicas. Las técnicas microscópicas (luz blanca transmitida, luz blanca reflejada y en modo fluorescencia con excitación en el ultravioleta y azul violeta) se aplican tanto a las

rocas que contienen kerógeno en forma de roca total, así como al kerógeno previamente aislado tal y como se describe en secciones posteriores de este trabajo.

Para la clasificación del kerógeno y la determinación de su composición, existe una gama de diferentes técnicas físicas y químicas que proporcionan los parámetros adecuados a tal efecto, como son el análisis químico elemental (C, H y O) y la Pirólisis de Rock-Eval. Así, a partir de las relaciones atómicas determinadas mediante Análisis Elemental es posible definir los 3 tipos de kerógeno utilizando la composición atómica global de 3 elementos principales (C, H y O). Las relaciones atómicas H/C y O/C fueron utilizadas por primera vez por van Krevelen (1961) para caracterizar los carbones (y los grupos macerales) y sus vías de carbonificación/maduración (Tissot y Welte, 1984) tal y como se observa en la **Figura 4.1**.

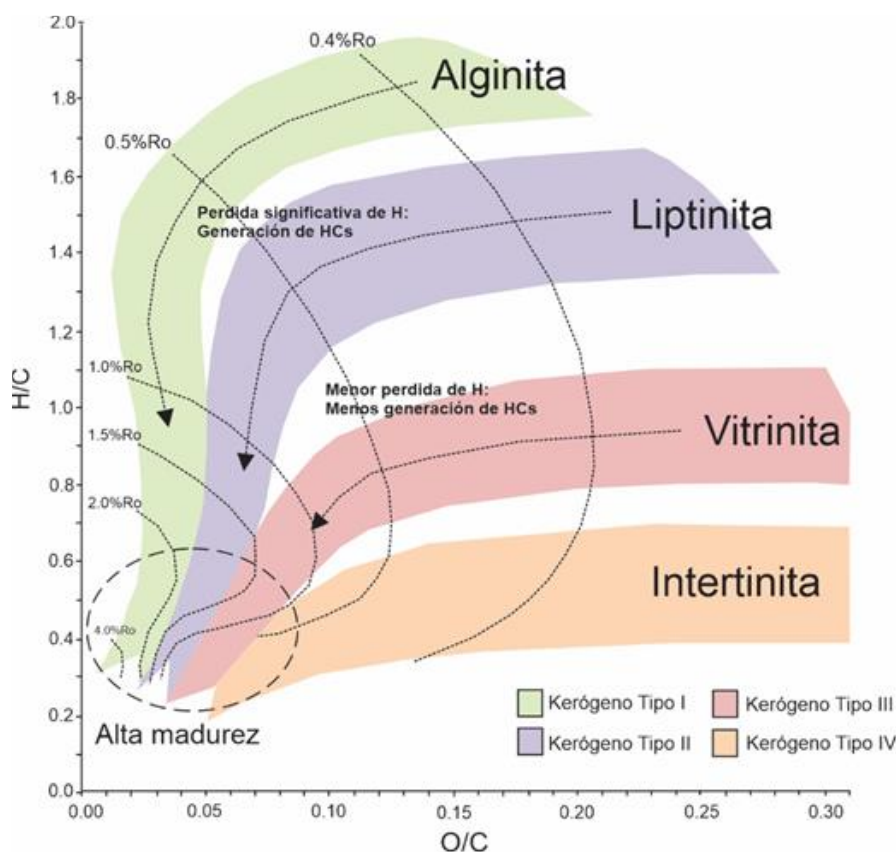


Figura 4.1. Diagrama H/C versus O/C (diagrama de van Krevelen) que muestra los tipos de kerógeno existentes, así como la relación entre los tipos de kerógeno y los grupos macerales (componentes orgánicos identificables por microscopía). Las flechas indican la liberación gradual de hidrógeno y oxígeno con el aumento de la madurez térmica (proceso de carbonificación o maduración). A una madurez térmica elevada, los diferentes tipos de kerógeno/maceral tienen una composición general muy similar, dominada por el carbono en estructuras aromáticas. Modificado de van Krevelen (1961) y traducido de Petersen (2017).

Kerógeno Tipo I

El kerógeno de tipo I (**Figura 4.1**) presenta una alta relación atómica H/C ($\geq 1,5$) inicial y una baja relación O/C ($< 0,1$) inicial (Killops and Killops, 1993) comprendiendo una gran cantidad de material lipídico, y particularmente representado por cadenas alifáticas y un bajo contenido en núcleos poliaromáticos y enlaces heteroatómicos. Este tipo de

kerógeno se deriva principalmente de lípidos de algas de agua dulce o de material derivado de la productividad primaria de las bacterias (materia orgánica bacteriana amorfa), y tiene un potencial muy alto de generación de hidrocarburos. Por otro lado, es necesario indicar que el tipo de Kerógeno depositado en un lago puede variar con la evolución del lago y sus ambientes aledaños.

En este tipo I de kerógeno, y tal y como se describe más abajo, la materia orgánica predominante son las liptinitas (alginitas o materia orgánica amorfa derivada de restos de bacterias). La pirólisis del Kerógeno tipo I entre 550 y 600 °C, produce una cantidad de compuestos volátiles, mucho mayor que cualquier otro tipo de Kerógeno (hasta 80% en peso para muestras someras inmaduras) lo que claramente confirma que posee el mayor potencial generador de crudo.

El Kerógeno Tipo I-S está relacionado con depósitos lacustres hipersalinos donde la asociación intensa de sulfato-reducción con una deficiencia de hierro da lugar a un exceso de S que acaba incorporándose al kerógeno y que permite definir este subtipo de kerógeno.

Kerógeno Tipo II

El Kerógeno Tipo II (**Figura 4.1**) presenta relaciones H/C relativamente altas y O/C bajas y, por lo tanto, tiene una posición intermedia en el diagrama de van Krevelen. Está formado por cadenas alifáticas de longitud moderada y anillos nafténicos. Este tipo de kerógeno desde el punto de vista del análisis microscópico, comprende macerales del grupo liptinita y ocasionalmente algunos de la vitrinita e inertinita, granos de polen, esporas, cutículas, materia orgánica enriquecida en lípidos como resultado de la actividad microbiana (MOA:

materia orgánica amorfa) y microfósiles marinos de paredes orgánicas, todo ello depositado en un ambiente reductor, con un contenido de azufre medio-alto. El kerógeno de tipo II es el más frecuente en las rocas sedimentarias y está relacionado con ambientes marinos abiertos, donde existe mezcla de materia orgánica derivada del fitoplancton, zooplancton y bacterias, depositada en ambientes reductores, sumado a una contribución alóctona de sedimentos provenientes de plantas superiores. El kerógeno tipo II, y para rocas inmaduras, tiene una relación H/C menor de 1,0 y una alta relación O/C ($>0,3$). Estos valores decrecen con el incremento de la madurez orgánica, posee un menor potencial de generación de hidrocarburos que el Kerógeno tipo I, pero es, sin embargo, la principal fuente de hidrocarburos en la mayoría de los campos de petróleo y gas (Killops y Killops, 1993).

El tipo de kerógeno II-S es la variedad rica en sulfuros. Se relaciona con sedimentos marinos carbonatados donde la existencia de procesos de sulfato-reducción asociados a la deficiencia de hierro resulta en un exceso de S que acaba incorporándose al Kerógeno (relación S/C $>0,04$).

Kerógeno Tipo III

El kerógeno de tipo III (**Figura 4.1**) presenta una baja relación H/C y la relación O/C es comparativamente mayor que en los otros tipos de kerógeno. Contiene principalmente grupos funcionales poliaromáticos y oxigenados condensados, con cadenas alifáticas. La materia orgánica procede mayoritariamente de plantas terrestres y su potencial en hidrocarburos, es moderado, aunque puede generar abundante gas a grandes profundidades de enterramiento. Es un kerógeno propio de ambientes proximales, tiene una baja relación H/C ($<1,0$) y alta relación O/C ($>0,3$). Es comparativamente el menos favorable para la generación de petróleo/aceite.

Kerógeno de tipo IV

El kerógeno tipo IV (**Figura 4.1**) es un tipo secundario de kerógeno, no admitido por todos los autores como un tipo específico de kerógeno, formado casi exclusivamente por componentes aromáticos con contenidos excepcionalmente bajos en hidrógeno. La materia orgánica que lo constituye fue carbonizada previamente a su depósito (combustión o pirólisis natural y oxidación) o fue carbonizada durante el depósito (principalmente oxidación). Este tipo de kerógeno no tiene potencial de generación de hidrocarburos.

4.2.2. MATERIA ORGÁNICA PARTICULADA

Desde el punto de vista petrográfico (microscópico) el kerógeno es la materia orgánica particulada que se puede observar al microscopio y que se denomina materia orgánica dispersa (MOD) en las rocas sedimentarias o carbón cuando la concentración de la materia orgánica (medida como % de contenido de carbono) es superior al 50% de carbono. Por lo tanto, al microscopio es posible evaluar el tipo de kerógeno, identificando los componentes orgánicos asociados a los paleoambientes lacustres, marinos y terrestres.

Dependiendo del objetivo final de una investigación, existen dos enfoques para el estudio de la materia orgánica dispersa / kerógeno en términos de composición, madurez térmica y condiciones paleosedimentarias a través de la microscopía óptica: i) mediante la petrografía de la materia orgánica dispersa en luz blanca reflejada y en modo de fluorescencia y ii) - mediante la microscopía de luz blanca transmitida y fluorescencia para el análisis visual del kerógeno y el estudio de las palinofacies.

4.2.2.1. Petrografía de la materia orgánica dispersa

El estudio de la materia orgánica mediante microscopía óptica de luz blanca incidente y en modo fluorescencia con excitación en el UV o azul violeta se realiza sobre bloques pulidos de roca total y concentrados de kerógeno. Los componentes petrográficos observados mediante luz blanca incidente se describen como macerales que se clasifican en tres grupos (Taylor et al., 1998; ICCP, 1998, 2001; Sýkorová et al., 2005; Pickel et al., 2017). Además, se pueden identificar otros componentes asociados a las facies orgánicas como zooclastos y zoomorfos y componentes secundarios (por ejemplo, exudatinita, bitumen sólido) (**Tabla 4.1**).

(i)- El grupo maceral de la huminita/vitrinita (ICCP, 1963, 1971, 1975, 1998; Sýkorová et al., 2005) se origina a partir de tejidos lignocelulósicos, que se gelifican por acción bacteriana a lo que sigue un proceso de carbonificación natural o maduración durante su evolución geológica. Los macerales de la huminita se identifican en materiales orgánicos de bajo rango o bajo grado de evolución orgánica (Sýkorová et al., 2005) y se consideran los precursores de los macerales del grupo vitrinita. El grupo de la huminita/vitrinita está compuesto principalmente por estructuras aromáticas e hidroaromáticas y suele ser el grupo maceral más abundante, especialmente en los carbones del hemisferio norte. Es un componente del kerógeno III pero es escaso en el kerógeno tipo II.

Tabla 4.1. Clasificación de la materia orgánica dispersa (modificada a partir de Taylor, 1998; ICCP, 1998, 2001; Sýkorova et al., 2005; Pickel et al., 2017; ICCP/TSOP, 2002).

Grupos	Subgrupos	Macerales	Variedad
Huminita/Vitrinita	Telohuminita/Telovitrinita	Textinita/Telinita	
		Ulninita/Colotelinita	
	Gelohuminita/Gelovitrinita	Gelinita	
		Corpohuminita/Corpogelinita	
	Detrohuminita/Detrovitrinita	Atrinita/vitrodetrinita	
Densinita/Colodetrinita			
Liptinita		Alginita	Telalginita Lamaalginita
		Bituminita	
		Liptodetrinita	
		Esporinita	
		Cutininita	
		Suberinita	
		Resinita	
		Exsudatinita	
Inertinita	(Con estructura vegetal)	Fusinita	
		Semifusinita	
	(Sin estructura vegetal)	Funginita	
		Macrinita	
	(Inertinita fragmentada)	Micrinita	
	Inertodetrinita		
Zooclastros			
Zoomorfos	Escolecodonte		
	Graptolito		
	Quitinozoarios		
	Foraminíferos		
Productos Secundarios	Bitumen Sólido		
	Pirobitumen		
	Hidrocarburos		

Los macerales se clasifican en grupos y subgrupos macerales y pueden diferenciarse además variedades de macerales. La naturaleza, las características genéticas y los criterios de diagnóstico están descritos y bien documentados por el ICCP (1963,1971,1975,1993, 1998, 2001); Sýkorova et al. (2005); Pickel et al. (2017).

(ii)- El grupo maceral liptinita (ICCP, 1963, 1971, 1975; Pickel et al., 2017) se deriva de organismos y órganos que son relativamente pobres en oxígeno, pero tienen un elevado contenido en hidrógeno como algas, esporas, pólenes, cutículas y secreciones orgánicas. Este grupo también incluye algunos productos de degradación y productos de generación secundaria durante el proceso de evolución orgánica (carbonificación/maduración).

Químicamente, se caracteriza por un mayor contenido en estructuras alifáticas. Durante el proceso de evolución orgánica la mayoría de los macerales de liptinita desaparecen por transformación térmica (craqueo) o desarrollan propiedades ópticas similares a las del grupo vitrinita. Estos macerales tienen un alto contenido en hidrógeno, lo que les permite producir altas cantidades de petróleo y gas durante su evolución térmica. Este grupo es un componente de los tipos de kerógeno I y II.

(iii)- El grupo maceral inertinita (ICCP, 1963, 1971, 1975, 2001) deriva de material vegetal que fue fuertemente alterado y degradado bajo condiciones oxidantes antes de su depósito en el ambiente sedimentario o por procesos redox, bioquímicos y químicos en la etapa de turba. Químicamente, es mayoritariamente aromático, con una cantidad comparativamente mayor de carbono y menor de hidrógeno, y materia volátil. Este grupo es un componente de los tipos de kerógeno III, IV y ocasionalmente aparece en el kerógeno tipo II.

Además, por su importancia en las rocas con materia orgánica dispersa relacionadas con la generación de hidrocarburos, hay que mencionar los denominados productos orgánicos secundarios que también pueden ser identificados al microscopio y que son de interés para la industria petrolera. Los productos secundarios resultantes de la evolución de la materia orgánica son constituyentes orgánicos comunes de las rocas sedimentarias (Suárez-Ruiz et al., 2012; Haeri-Ardakani et al., 2015; Juliao et al., 2015; Omodeo-Salé et al., 2016; Suárez-Ruiz et al., 2016; Gonçalves et al., 2014; Wood et al., 2015; Jacob, 1989; Curiale, 1986; Riediger, 1993; Landis y castaño, 1995; Schoenherr et al., 2007; Tian et al., 2013; Sanei et al., 2015, entre otros). Se presentan en las rocas sedimentarias como hidrocarburos líquidos o como bitumen sólido (migrabitumen, hidrocarburos sólidos, pirobitúmenes, arenas bituminosas, bitumen del reservorio, "dead oil"). Los bitúmenes sólidos son productos secundarios orgánicos que se encuentran rellenando huecos y fracturas en las

rocas o impregnando la materia mineral. Se pueden generar por tres vías diferentes, por ejemplo (i) a través del craqueo de líquidos a gas en el reservorio debido al aumento de la temperatura (Landis y Castaño, 1995); (ii) por reducción termoquímica de sulfatos con el desasfaltado del petróleo causado por un aumento de la concentración de gas en el sistema petrolífero; y (iii) por biodegradación por bacterias generalmente a poca profundidad, acompañada de la disolución selectiva de moléculas orgánicas en agua (Milner et al., 1977). El bitumen sólido, tal y como se identifica mediante microscopía óptica utilizando luz blanca reflejada y en roca total, ha sido descrito y clasificado por Jacob (1989) como un maceral amorfo de origen secundario, cuya forma se adapta a la forma de las cavidades que ocupan. Este autor clasifica los bitúmenes sólidos combinando las propiedades de reflectancia, solubilidad del CS₂ (disulfuro de carbono), fluorescencia, relación atómica H/C, temperatura de reblandecimiento, microdureza y densidad aparente. De acuerdo con estos parámetros, los bitúmenes sólidos se clasifican en ozoquerita, wurtzilita, albertita, asfalto, gilsonita, brea, grahamita e impsonita (epi-, meso- y cata-impsonita). El bitumen sólido puede aparecer en las rocas generadoras, en los reservorios y en las rocas generadoras-reservorio.

Los hidrocarburos líquidos son productos secundarios de un sistema de generación de petróleo en el que los hidrocarburos líquidos pudieron penetrar y acumularse en la roca sedimentaria. Se presentan principalmente en las rocas generadoras maduras y en los reservorios en forma de gotas, láminas, exudados, hidrocarburos disueltos en resina embebida e hidrocarburos no esféricos (rellenos intercristalinos) (Alpern et al., 1992).

4.2.2.2. Análisis visual del kerógeno y palinofacies

El análisis visual del kerógeno y el análisis de palinofacies son dos modos de caracterización de la materia orgánica dispersa/kerógeno utilizando la microscopía de luz

blanca transmitida y la microscopía de fluorescencia en secciones delgadas de los concentrados de kerógeno una vez aislado de los minerales. Mientras que el análisis visual del kerógeno es un análisis fundamentalmente descriptivo, el análisis de palinofacies consiste en una descripción de los componentes observados y una evaluación cuantitativa de sus proporciones relativas (Tyson, 1995; Mendonça Filho et al., 2012; Combaz, 1964, 1980).

La caracterización y determinación del origen de la materia orgánica (precursores botánicos) y de todos los aspectos del conjunto de materia orgánica palinológica, en microscopía de luz blanca transmitida y en modo de fluorescencia, se basa en el estudio de la morfología y de las propiedades ópticas (fluorescencia cualitativa y translucidez) (Mendonça Filho et al., 2012). Los resultados de los estudios de luz transmitida proporcionan principalmente información sobre el tipo de partículas orgánicas presentes y su madurez térmica.

Según Tyson (1995), los principales objetivos del análisis microscópico en luz transmitida son: determinar el origen de la materia orgánica, obtener los porcentajes relativos de los diferentes constituyentes, observar el estado de conservación de los diferentes componentes además de determinar el potencial generador de hidrocarburos de la materia orgánica, su grado de alteración térmica, la naturaleza de los depósitos paleoambientales, las condiciones redox, y la paleosalinidad para diferenciar ambientes de agua dulce, salobre o marina.

Los principales grupos de constituyentes morfológicos identificados dentro del conjunto de kerógenos durante el análisis visual del kerógeno y de palinofacies son tres, los palinomorfos (constituyentes con paredes orgánicas que permanecen tras la maceración con ácidos HCl y HF), los fitoclastos (fragmentos de tejidos derivados de

plantas superiores y hongos) y material amorfo (material sin estructura derivado de algas no fosilizadas, o de biodegradación avanzada de tejidos, materia orgánica amorfa-MOA derivada de fitoplancton o bacterias, resinas de plantas superiores y productos amorfos de la diagénesis de tejidos de macrófitos) (Mendonça Filho et al. , 2012).

Las **Tablas 4.2, 4.3, 4.4 y 4.5** muestran una clasificación detallada de los componentes palinológicos individuales determinados en microscopía de luz transmitida, basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995), y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).

Tabla 4.2. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Grupo Fitoclasto basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).

GRUPO	SUBGRUPOS	DESCRIPCIÓN		
FITOCLASTOS	Fragmentos de Tejidos derivados de plantas superiores u hongos	OPACOS	Este subgrupo está representado por partículas negras u opacas incluso en los bordes de las partículas; contorno nítido; normalmente sin estructura interna, pero pueden llegar a ser estructurados y puede presentar cavidades. La fracción de fitoclastos opacos (negros) es considerada normalmente como el resultado de la alteración post-depositacional terrestre, reflejando fluctuaciones estacionales en la columna de agua que permitió la exposición y oxidación sub-aerea, pero también pueden formarse debido a la oxidación durante el transporte o por incendios forestales. Se origina por procesos de putrefacción y oxidación o por carbonización. Los materiales opacos o negros leñosos son parcialmente (pero no precisamente) equivalente al grupo maceral de la inertinita, y tienen un alto contenido de carbono y bajo contenido de hidrógeno. Por lo tanto, no tienen potencial para generar hidrocarburos, y en ocasiones se conocen como "carbono muerto" (Kerógeno Tipo IV). En relación con su forma se subdividen en: Equidimensionales (angular, relación longitud/amplitud < 2); Acicular (rectangulares, donde el eje más largo es 2 o 3 veces más grande que el eje más corto, exhiben bordes angulares y contornos nítidos); y corroídos (las partículas presentan contornos difusos, son no angulares e irregulares, con apariencia embebida).	
		NO OPACOS (TRANSLÚCIDOS)	Hifas de Hongos	Fragmentos de hifas. Color marrón. Filamentos individuales del micelio de la fase vegetativa de hongos eumycota (superiores)
			No Bioestructurados	Sin estructura botánica. Translúcidos, generalmente color marrón Equidimensionales o acicular en forma.
			Cutículas	Tejido epidermal de plantas superiores. Color amarillo-verde claro, amarillo, amarillo rojizo. Contornos de celdas regulares; se presentan en forma de hoja, en algunas ocasiones con estomas visibles. Pueden aparecer como fitoclastos gruesos translúcidos que presentan recubrimiento de cutículas con fluorescencia amarilla. Esta característica particular (fragmentos de la capa cuticular asociados con las partes más interna de la epidermis) podría indicar que los fragmentos de planta terrestres fueron derivados de hojas.
			Membranas	Color amarillo claro, delgadas; forma laminar; irregular. Normalmente fluorescentes; altamente translúcida. Ausencia de estructura interna.
Bioestructurados	Generalmente color marrón; acicular a equidimensional en forma; con estructura interna visible clara. El término se refiere a estructuras de origen biológico. Se pueden dividir en: Estriados: muestran una lineación fibrosa lineal (Regular) Segmentados: Estrías irregulares o desiguales (puede ser engrosamiento) Bandedos: engrosamientos paralelos unilaterales (fusiformes) y regulares. Fisurados: Fisuras escalariformes o con bordes.			
Esclereidas	Son generalmente opacos (negros), pero pueden ser translúcidos (café oscuro). Representan una parte de tejido esclerótico, con una pared secundaria más gruesa e impregnada con lignina. Las esclereidas pueden encontrarse en diferentes partes de la planta con de las funciones de sostenimiento y resistencia mecánica. Astroesclereidas (Esclereida estrella) son las formas más fáciles de identificar. Triesclereidas y las fibras son otras formas de escleridas. Pueden encontrarse total o parcialmente carbonizadas por carbonización, como resultado de la pirólisis natural, por el efecto de las altas temperaturas y la ausencia de oxígeno que pueden ocurrir en las mitades de grandes incendios forestales.			

Tabla 4.3. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Grupo Palinomorfo basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).

GRUPO	SUBGRUPOS		DESCRIPCIÓN		
PALINOMORFOS	Esporomorfos	Esporas	Palinomorfos terrestres producidos por Pteridofitos, Briofitas y Hongos Palinomorfo de forma triangular o circular, con trilete ("Y") o monolete (cicatriz). Pueden aparecer como masulas de helechos de agua dulce (Azolla), aglomerados y tetrados. "Primeras esporas (Cámbrico): Criptoesporas (cuerpos similares a esporas) y Esporas Embriofíticas: Ordovícico-Presente.		
		Granos de polen	Palinomorfos terrestres producidos por Gimnospermas y Angiospermas Palinomorfo con ornamentación variada, la mayoría de las veces con contornos circulares u ovalados; pueden presentar aberturas o no. Pueden aparecer como aglomerados o tetrados. Devónico-Presente.		
	Microplancton de agua dulce	Botryococcus	Algas Verdes	Clorófitos (Chlorococcales)	Colonias globulares irregulares; miden entre 30 a 2000 um, a veces presentan demasiados lóbulos (como pequeñas coliflores); Ordovícico-Presente.
		Pediastrum			Colonias de algas verdes (cenocito). Colonias redondeadas con diámetros entre 30-200 Um. En forma poligonal las celdas tienen arreglos concéntricos; las celdas presentan dos cuernos en la parte externa. Jurásico (?) -Presente
		Scenedesmus		Genero <i>Scenedesmus</i> de algas verdes coloniales (cenocito) con, 4, 8 o 16 celdas dispuestas en fila o no móviles. Diferentes formas de cenocitos son encontrados incluyendo patrones lineales, costulatoideas, irregular, alternados o daetyllococcoideos.	
		Zygnemataceae		Clorófitos (Zygnematales)	Son algas verdes hidro-terrestres, en filamentos o unicelulares, uniseriados (no ramificadas) las cuales producen esporas resistentes al ácido. Los filamentos se encuentran separados y presentan diferentes formas cloroplastas, tales como estelada en las Zygnema, en hélice en las Spirogyra y plana en las Mougeotia. Solo las esporas filamentosas de las algas son preservadas. La mayoría de las especies tienen esporas de forma constante, solo algunas son poliformes. Las formas son de cuatro tipos principales (globosa, ovoide, elipsoidal y cuadrangular) las cuales presentan variaciones (Grenfell, 1995).
	Gloeocapsomorpha	Algas verdes (?) Clorófitos Algas Azules-Verdes (?) Cianofitos <i>Gloeocapsomorpha</i> es un organismo colonial. En colonias las cavidades de las celdas están completamente cubiertas por paredes gruesas y de varias capas y no se abren a la superficie de las colonias. La capa más superficial de las paredes de la celda de la colonia es suave. La <i>G. prisca</i> ordovícica se considera de ambientes marinos.			
	Microplancton Marino	Quistes de Dinoflagelados	Células producidas durante la etapa sexual del ciclo de vida del dinoflagelado El registro fósil de los dinoflagelados se limita casi por completa a formas que tienen un ciclo de vida meroplantónico. Principales formas de dinoflagelados: Proximales, Cavadas y Coradas. Triásico-Presente. De acuerdo con su comportamiento nutricional pueden ser autótrofos, heterótrofos o mixotrofos.		
		Prasinofitas	Estructura fosilizada producida por quadri-flagelos en la fase móvil La mayoría, como las <i>Tasmanites</i> , son esféricas; diámetros de 50 a 2000 um. Las especies modernas incluyen de agua dulce.		
		Acritarcos	Quistos unicelulares fosilizados con paredes orgánicas. No tienen estado taxonómico formal. Los acritarcos son grupos polifiléticos de palinomorfos cuyo nombre significa "de origen incierto". Acritarcha (<i>akritos</i> = incierto, mezclado y <i>arche</i> = origen). Organismos de baja dimensión (5 a 10 um). De forma simétrica con ornamentación variada. Primero aparecieron en el Precámbrico tardío, obteniendo su nombre durante el Ordovícico-Devónico.		
	Zoomorfos	Tejidos Quitinosos de Foraminíferos	Son revestimientos quitinosos derivados de ciertos foraminíferos marinos bentónicos Los tejidos son típicamente de color marrón oscuro, aunque sus cámaras superficiales son normalmente de pared delgada y translúcidas. Buen indicador de condiciones marinas.		
		Escolecodonte	Elementos de la mandíbula de gusanos poliquetos anélidos. Son las partes calcificadas y escleroprotenáceas ("quitinosa") de la boca ("mandíbulas faríngeas") de los gusanos poliquetos anélidos bentónicos. Ordovícico-Presente.		
Quitinozoarios		Vesículas en forma de frascos o pequeñas botellas huecas (30 a 200 um). Afinidad Incierta Constituyen un grupo extinto de microfósiles con pared encontrados en los sedimentos marinos del Paleozoico. Ordovícico Temprano-Devónico Tardío.			
OTROS	Zooclastos (Graptolites, huevos de crustáceos); <i>Spongiophyton</i> ; Salviniaceae; Bitumen Sólido.				

Tabla 4.4. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Subgrupo Zoomorfo y del Grupo Zooclasto basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).

GRUPO	SUBGRUPO	DESCRIPCIÓN
GRUPO AMORFO	<p>“MOA” MOA derivada del retrabajamiento microbiano del fitoplancton.</p>	Material sin estructura, morfología y forma; color: amarillo amarillo-naranja-rojo; naranja-café o gris; normalmente tiene incluidos palinomorfos y pirita, puede presentar fluorescencia en ocasiones.
	<p>Productos de tejidos de macrofitos (<i>Pseudoamorfo</i>/"<i>Amorfo</i>") MOA derivada del retrabajamiento microbiano de tejidos de macrofitas (Plantas superiores)</p>	Contorno difuso, color café claro, café o café oscuro. Empiezan a presentar algunas características de MOA, pero tienen apariencia homogénea (fluorescencia homogénea), sin inclusiones de pirita u otro material. Pueden presentar fluorescencia.
	<p>Esteras microbianas MOA derivada de productividad primaria bacteriana (fotosíntesis)</p>	Consisten principalmente del maceral lamalginita cuando se examinan en luz blanca reflejada. Forman partículas cohesivas uniformes y con alta fluorescencia las cuales muestran contornos relativamente marcados y distintivos (ocasionalmente angulares) después de la maceración.
	<p>Productos de bacterias Sustancia Polimérica Extracelular de bacterias (EPS)</p>	Láminas mucilaginosas. Contorno difuso, delgadas, color amarillo claro, amarillo, naranja y gris. Sin inclusiones de pirita u otro material. Presenta fuerte fluorescencia.
	<p>Resinas La mayoría de las veces producidas por plantas superiores terrestres en climas tropicales</p>	Partículas sin estructura (partículas de vidrio), hialinas, normalmente redondeadas, homogéneas, fuerte fluorescencia.

Tabla 4.5. Clasificación de los componentes palinológicos individuales del Grupo Amorfo basada en Tyson (1995), Mendonça Filho (1999), Vincent (1995) y Mendonça Filho et al. (2002, 2010, 2011, 2012).

	COMPONENTE	ORIGEN	DESCRIPCIÓN
Subgrupo Zoomorfo	Tejidos Quitinosos de Foraminíferos	Son revestimientos quitinosos derivados de ciertos foraminíferos marinos bentónicos	Los tejidos son típicamente de color marrón oscuro, aunque sus cámaras superficiales son normalmente de pared delgada y translúcidas. Buen indicador de condiciones marinas.
	Cutículas de Ostrácodos	Cutículas quitinosas que cubren las conchas de ostrácodos	Pared orgánica; Coloración variada en luz blanca transmitida; pueden presentar fluorescencia.
	Escolecodonte	Elementos de la mandíbula de gusanos poliquetos anélidos.	Son las partes calcificadas y escleroproteínicas ("quitinosa") de la boca ("mandíbulas faríngeas") de los gusanos poliquetos anélidos bentónicos. Ordovícico-Presente.
	Quitinozoarios	Vesículas en forma de frascos o pequeñas botellas huecas (30 a 200 µm). Afinidad Incierta	Constituyen un grupo extinto de microfósiles con pared encontrados en los sedimentos marinos del Paleozoico. Ordovícico Temprano-Devónico Tardío.
	Hidrozoarios	Formas coloniales de hidroides (Filo Cnidaria, Clase Hydrozoa, Orden Hydroida)	Pólipos coloniales de exoesqueleto orgánico (quitina). Marinos y de agua dulce.
		Formas polipoides de los cnidarios (Filo Cnidaria, Clase Hydrozoa, Orden Hydroida)	Pólipos sésiles de exoesqueleto orgánico (quitina). Marinos y de agua dulce.
Formas medusoides de los cnidarios (Filo Cnidaria, Clase Hydrozoa, Orden Hydroida o Clase Scyphozoa)		Formas medusoides (medusas). Marinos y de agua dulce	
Grupo Zooclastos	Los Zooclastos son un grupo diferente de materia orgánica que comprenden partículas orgánicas que se derivan de animales. Son material de origen animal sin lugar a duda, mostrando características morfológicas específicas. Los Zooclastos son partículas orgánicas no conocidas, estructuradas, fragmentadas (clastos), con contornos angulares rotos, obviamente no son entidades discretas (espinas, orificios, pelos, articulaciones, etc) y aquellas partículas identificables como palinomorfos de zoomorfos fragmentados no son clasificados como Zooclastos. Las formas más comunes de Zooclastos incluyen fragmentos de graptolites, huevos de crustáceos, tintínidos, conchostracos y otros fragmentos de crustáceos, fragmentos de cutículas de insectos y otros fragmentos de cutículas de artrópodos, fragmentos de exoesqueletos de artrópodos y quitinas de algunas conchas de bivalvos.		

4.3. TRANSFORMACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA: MADURACIÓN TÉRMICA

4.3.1. EVOLUCIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA

La transformación fisicoquímica de la materia orgánica durante la historia geológica de las cuencas sedimentarias no puede considerarse como un proceso aislado. Dicha transformación está controlada por los mismos factores que también determinan las variaciones en la composición de la fracción mineral (fase inorgánica sólida) en los sedimentos, es decir, la actividad biológica en una primera etapa, y luego la temperatura y la presión (Tissot y Welte, 1984). Además, existen una serie de factores fisicoquímicos y

biológicos que durante el proceso de evolución orgánica intervienen en la liberación de productos biológicos en los ambientes sedimentarios adyacentes y en su incorporación a los sedimentos. Estos factores influyen en la estructura química y en la distribución espacial de la materia orgánica.

La composición química de la materia orgánica de una roca sedimentaria cambia con el tiempo en respuesta al aumento de la temperatura y a la historia de enterramiento. Este cambio puede medirse y es lo que constituye la madurez térmica. El nivel de evolución térmica o de madurez térmica es consecuencia de una serie de variables que están constituidas principalmente por la configuración tectónica de la cuenca sedimentaria, la historia del enterramiento y la historia térmica. Desde el inicio del enterramiento, la materia orgánica sedimentaria sufre numerosos cambios composicionales que son causados inicialmente por la actividad microbiana seguida por la acción de la temperatura y la presión. Esta serie continua de procesos (maduración térmica) actúa sobre el ciclo del carbono y es lo que provoca cambios progresivos e irreversibles en la composición de la materia orgánica sedimentaria. El proceso de maduración térmica o evolución natural de la materia orgánica se divide en varias etapas consecutivas: diagénesis, catagénesis, metagénesis y metamorfismo (Tissot y Welte, 1984; Taylor et al., 1998, entre otros).

4.3.1.1. Diagénesis

La diagénesis representa los cambios físicos, químicos y microbiológicos que se producen durante el depósito y enterramiento progresivo de la materia orgánica. Esta fase comprende un conjunto de procesos por los que el sistema sedimentario tiende a acercarse al equilibrio en condiciones de enterramiento poco profundo, baja temperatura y presión, y por los que el sedimento normalmente se consolida. En esta etapa el aumento de la temperatura y la presión en el sistema es pequeño, y todas las reacciones se producen en

condiciones leves. Durante la etapa más temprana de la diagénesis, la actividad microbiana es uno de los principales agentes de transformación, y tienen lugar toda una serie de reacciones de baja temperatura como descarboxilación, desaminación, polimerización y reducción. Hay compactación por aumento de presión debido a la carga sedimentaria y tiene lugar una reducción de la porosidad por expulsión de fluidos. Al final de la etapa de diagénesis se forma el kerógeno (Tissot y Welte, 1984; Hunt, 1995) (**Figura 4.2**) y se corresponde con una reflectancia de la vitrinita de alrededor del 0,5% (Tissot y Welte, 1984; Taylor et al., 1998). Las temperaturas a las que se desarrolla la fase de diagénesis son inferiores a 60 °C.

4.3.1.2. Catagénesis

La catagénesis (**Figura 4.2**) es una etapa que resulta de un aumento sustancial tanto de la temperatura como de la presión (litostática fundamentalmente) por aumento del enterramiento de la materia orgánica en las cuencas sedimentarias. La materia orgánica estará sometida a temperaturas cada vez más elevadas cuanto mayor sea la profundidad de enterramiento (que puede ser del orden de Km) por subsidencia de la cuenca sedimentaria. Con el tiempo, estas temperaturas más elevadas (60-225 °C) provocan la degradación térmica del kerógeno generando hidrocarburos líquidos en condiciones reductoras (Hunt, 1995), consecuentemente la materia orgánica en esta etapa experimenta grandes cambios físico-químicos. El avance de la catagénesis (etapas finales de la misma) conlleva no solo un incremento en la formación de hidrocarburos líquidos sino también la formación gas (el denominado "gas húmedo"). El final de esta etapa de transformación de la materia orgánica se alcanza cuando comienza el ordenamiento de las unidades estructurales básicas (USBs) del kerógeno, lo que corresponde con una reflectancia de vitrinita de alrededor del 2%. En el estadio de catagénesis al descomponerse el kerógeno en moléculas orgánicas pequeñas y de mayor movilidad se favorece su migración fuera de

la roca hacia conductos más porosos y permeables que generalmente terminan con una trampa favoreciendo la aparición de áreas de acumulación del crudo/petróleo y/o gas natural (Tissot y Welte, 1984). Se considera que entre los 60 °C y los 175 °C tiene lugar la generación principal de hidrocarburos líquidos, mientras que entre los 175 °C y los 225 °C comienza la generación de gases húmedos.

4.3.1.3. Metagénesis

La etapa de transformación de la materia orgánica en una roca sedimentaria, después de la catagénesis y antes del metamorfismo, es la metagénesis (**Figura 4.2**) que tiene lugar a temperaturas de 225 °C a 250 °C y a altas presiones (carga, cizalla). La metagénesis se alcanza sólo a gran profundidad de enterramiento y representa la última etapa en la alteración térmica significativa de la materia orgánica (Hunt, 1995) especialmente desde el punto de vista de la generación de hidrocarburos. La composición elemental de esta materia orgánica al final del estadio de metagénesis se acerca a casi un 100% de C (Tissot y Welte, 1984; Hunt, 1995) y la reflectancia de la vitrinita oscila entre el 2% y el 4% aproximadamente, lo que corresponde al inicio de la facies de esquisto verde. En esta fase, la materia orgánica se compone únicamente de metano y de un residuo de carbono, donde comienza a desarrollarse cierto orden cristalino. Por otro lado, la metagénesis como etapa previa al metamorfismo ha sido designada como metamorfismo temprano, epimetamorfismo, anquimetamorfismo, etc... (Tissot y Welte, 1984).

4.3.1.4. Metamorfismo

El metamorfismo es la última etapa de la evolución de los sedimentos, en la que la temperatura y la presión alcanzan valores elevados en las zonas profundas de la corteza y los componentes del kerógeno residual se convierten en carbono grafitico. Además, las

rocas quedan expuestas a la influencia del magma y a los efectos hidrotermales (Tissot y Welte, 1984). Esta etapa comienza con una reflectancia de vitrinita superior al 4%.

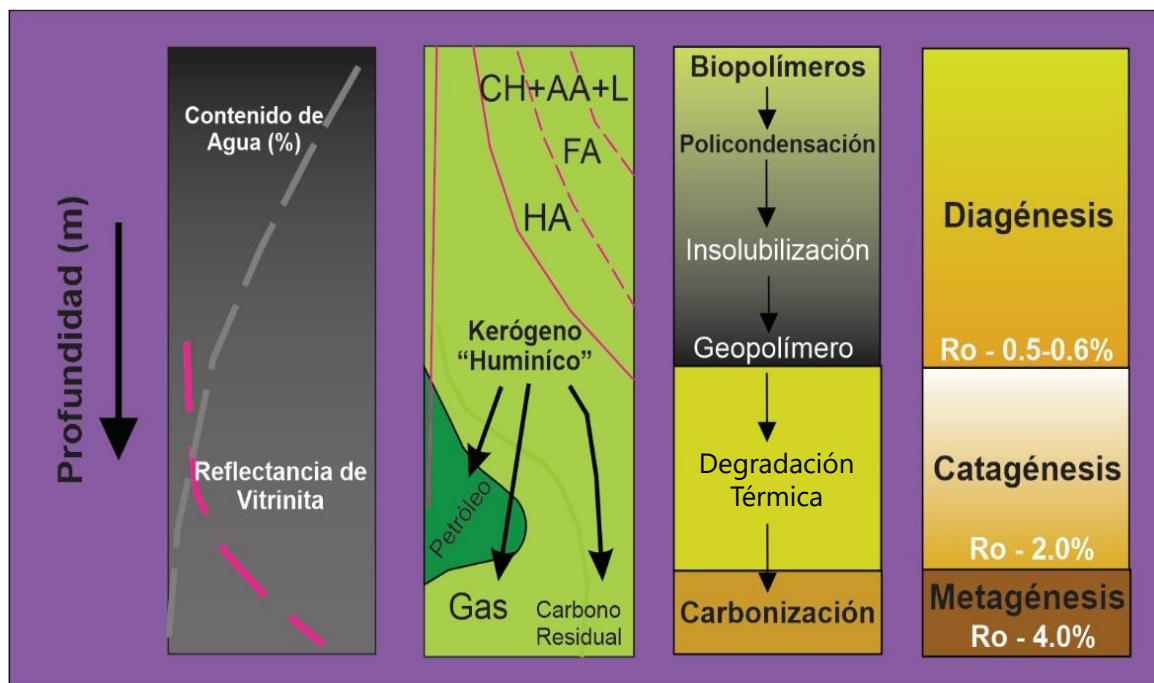


Figura 4.2. Etapas de evolución de la materia orgánica con el progresivo enterramiento de los sedimentos (CH: carbohidratos, AA: aminoácidos, FA: ácidos fúlvicos, HA: ácidos húmicos, L: lípidos; Ro: reflectancia de la vitrinita). Adaptado de Tissot y Welte (1984).

4.3.2. EVALUACIÓN DE LA MADUREZ TÉRMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA

Además de la identificación de la materia orgánica, la determinación de su madurez térmica es esencial para la evaluación de sus propiedades en el ámbito de la exploración de hidrocarburos. Se dice que el nivel de madurez es el grado de transformación de la materia orgánica original debido al incremento de la temperatura que actúa durante largos períodos de tiempo bajo presión de confinamiento. La evolución térmica de las rocas sedimentarias, durante el proceso de maduración (diagénesis, catagénesis y metagénesis) provoca numerosos cambios físicos y químicos en las propiedades de la materia orgánica, algunas de las cuales pueden ser consideradas como indicadores de madurez orgánica. Además de los parámetros de madurez química obtenidos a partir del Análisis Químico Elemental o de la Pirólisis Rock-Eval de la materia orgánica (descritos en esta sección - **Figura 4.1**- y en la sección de "Muestras y Procedimientos Analíticos"), se utiliza la microscopía de luz blanca transmitida y reflejada, y el modo de fluorescencia para estudiar las propiedades ópticas (translucidez, reflectancia y fluorescencia, respectivamente) de la materia orgánica en las rocas sedimentarias para obtener los parámetros físico-ópticos de madurez.

En general, la evaluación de la madurez térmica de la materia orgánica desde el punto de vista petrográfico se basa en la medición de las propiedades ópticas que cambian de manera progresiva a medida que avanza la evolución diagenética. Los métodos petrográficos como la reflectancia de huminita/vitrinita (la reflectancia de vitrinita proporciona el método más directo y preciso de evaluación de la madurez térmica para la mayoría de las muestras) y el color de fluorescencia de algunos componentes orgánicos son los medios petrográficos más comunes en la evaluación de la madurez térmica. En las

rocas sedimentarias en las que la huminita/vitrinita está ausente o es muy escasa (caso de la secuencia Cretácica Colombiana) o incluso cuando sólo están presentes partículas similares a la vitrinita, se puede utilizar la reflectancia de los productos secundarios (bitumen sólido), así como de los zoomorfos, para estimar la reflectancia equivalente de la vitrinita (Hartkopf-Fröder, 2015, y sus referencias). Las propiedades de fluorescencia de la materia orgánica para la evaluación de la madurez térmica pueden ser especialmente útiles cuando la vitrinita es escasa o está ausente o sus valores de reflectancia son ambiguos (Thompson-Rizer, 1987). Estos métodos petrográficos son ampliamente utilizados en la evaluación de la madurez orgánica para la reconstrucción de las historias de paleotemperatura en las cuencas sedimentarias, aspecto fundamental en la industria del petróleo y gas (Senftle et al., 1993).

Los métodos para la determinación de la madurez térmica mediante análisis microscópicos convencionales (y utilizados en este trabajo) son los siguientes:

La reflectancia de la huminita/vitrinita es el primer parámetro de madurez utilizado para evaluar un amplio rango de madurez térmica (Taylor et al., 1998; Suárez-Ruiz et al., 2012; ICCP, 1981) obtenido mediante microscopía de luz blanca incidente o reflejada. En general, la reflectancia de cualquier constituyente orgánico aumenta de forma continua, aunque no lineal, y se rige por leyes cinéticas bajo el efecto del tiempo y la temperatura (Bertrand et al., 1993). La vitrinita puede utilizarse para evaluar una amplia gama de madurez térmica, que va desde la diagénesis temprana, pasando por la catagénesis, hasta los grados bajos de metamorfismo. Este rango de madurez térmica incluye la secuencia de generación, preservación y destrucción de hidrocarburos en las rocas (Senftle et al., 1993). Los análisis de reflectancia de la vitrinita se realizan siguiendo procedimientos estandarizados (ASTM, 2014 e ISO 7404/5, 2009).

La reflectancia del bitumen sólido se ha aplicado a menudo para estimar la reflectancia de la vitrinita, ya que los bitúmenes son comunes en muchas rocas de las cuencas petrolíferas que se presentan en secuencias sedimentarias de todas las edades desde el Proterozoico (entre otros, Suárez-Ruiz et al., 2012; Petersen et al., 2013; Schoenherr et al., 2007; Hartkopf-Fröder et al., 2015; Glikson et al., 1992; Xiao et al., 2007 y sus referencias). Se han establecido relaciones empíricas para correlacionar la reflectancia del bitumen sólido con la reflectancia de la vitrinita (Hartkopf-Fröder et al., 2015) con el fin de determinar la madurez térmica cuando la vitrinita está ausente (por ejemplo, en sedimentos carbonatados y evaporíticos) o en rocas pre-Devónicas. A través de las relaciones establecidas se puede utilizar la reflectancia del bitumen sólido (Robs) para calcular la reflectancia equivalente de la vitrinita (Roequi) aunque tal y como se describe más adelante las ecuaciones establecidas no son de aplicación universal (Suárez-Ruiz et al., 2020). En muestras con varias familias de bitumen sólido, la reflectancia del bitumen autóctono (no migrado) es la que debe utilizarse para evaluar el grado de madurez térmica alcanzado por la materia orgánica sedimentaria (Jacob, 1989; Gentzis et al., 1990, entre otros).

En microscopía de luz blanca transmitida, los métodos utilizados para caracterizar la madurez térmica pueden basarse en la coloración de los palinomorfos y de la materia orgánica amorfa (MOA), ya que el kerógeno se oscurece progresivamente (varía de incoloro a marrón oscuro y negro) con el aumento de la temperatura. Así, el Índice de Alteración Térmica (TAI o IAT), propuesto por Staplin (1969), es un índice de alteración de la coloración de los esporomorfos. Fischer et al., (1981) propusieron otra técnica de evaluación de la madurez denominada Índice de Color de Esporas (SCI o ICE). Mediante estas técnicas (TAI y SCI) el color del kerógeno se mide en una escala de luz que va del amarillo al negro, y que corresponde a la alteración térmica que va de "sin alteración

térmica" a "alteración térmica severa". Los esporomorfos se seleccionan y examinan en función de su coloración. Con el aumento de la madurez, se produce un cambio progresivo de color y un oscurecimiento de los esporomorfos. Tanto el TAI como el SCI se determinan por microscopía de luz blanca transmitida y se han empleado sistemáticamente para medir la madurez orgánica en rocas sedimentarias, especialmente en aquellas rocas generadoras de petróleo, ya que son una herramienta útil para determinar los niveles de madurez dentro del rango o ventana de generación de petróleo. El TAI (o IAT por sus siglas en inglés) también se puede utilizar usando la coloración de las cutículas y/o cualquier otro material orgánico ya que ofrecen valores de madurez orgánica que pueden ser correlacionables con la Reflectancia de la Vitrinita. En general, todas estas técnicas y métodos son complementarios y no excluyentes. La **Figura 4.3** muestra las distintas escalas de madurez orgánica (obtenidas a partir de métodos geoquímicos y petrográficos) y su correlación, así como las distintas fases de generación de hidrocarburos.

reflectancia de la vitrinita (R_o) basada en la ecuación $R_o = 0,8873 * C_{Rr} + 0,0124$. Columna 15: Correlación entre la reflectancia de los escolecodontes (S_{Rr}) y la reflectancia de la vitrinita (R_o) basada en la ecuación $R_o = 10(\text{Log}_{10} S_{Rr}) / 1,47 * 100,19 / 1,47$. Columna 16: Correlación entre la reflectancia del escolecodontes (S_{Rr}) y la reflectancia de la vitrinita (R_o) basada en la ecuación $R_o = 1,2038 * S_{Rr}^{0,6824}$. Columna 17: Correlación entre la reflectancia de los hidroides (H_{Rr}) y la reflectancia de la vitrinita (R_o) basada en la ecuación $R_o = 0,6493 * H_{Rr} + 0,2126$ [199]. Correlación entre $T_{\text{máx}}$ y la reflectancia de la vitrinita (R_o) basada en la ecuación $T_{\text{máx}} = 63,03 R_o + 389,11$. (Fuente de la figura: Hartkopf-Fröder et al, 2015).

5. MUESTRAS Y PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

5.1. MUESTRAS

Las muestras utilizadas en la presente investigación corresponden a núcleos (corazón) de sondeos y ripios zanja húmeda de los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6, los cuales fueron perforados en la serie sedimentaria Cretácica por ECOPETROL S.A. durante los años 2012 y 2014, así como una sección de afloramiento levantada en la quebrada Aguadulce (AD), a partir de la que se seleccionó una muestra para los trabajos de hidropirólisis y sus posteriores análisis (referidos a evolución térmica y análisis texturales). Tanto las secciones de pozo como de afloramiento se localizan en la parte central de la cuenca Valle Medio del Magdalena (VMM), Figura 5.1.

Del pozo EST-1 se analizaron un total de 1883 muestras de corazón, de las cuales 527 corresponden al intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), y 1356 muestras corresponden al intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Campaniano (Campaniense); del pozo EST-2 se analizaron 1167 muestras, de las cuales 22 muestras, que en este caso son de ripios zanja húmeda, corresponden al intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), y 1145 muestras (corazón) corresponden al intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Campaniano (Campaniense); del pozo EST-3 se analizaron 401 muestras, de las cuales 342 muestras (318 muestras de corazón y 24 muestras de ripios zanja húmeda) corresponden al intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), y 59 muestras (corazón) corresponden al intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Campaniano (Campaniense); del pozo EST-4 se analizaron 586 muestras, de las cuales 571 muestras (corazón) corresponden al intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), y 15 muestras (ripios zanja húmeda) corresponden al intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Campaniano (Campaniense); del pozo EST-5 se analizaron 88 muestras (ripios zanja húmeda) que

abarcan el intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense); y del pozo EST-5 se analizaron 326 muestras de ripios zanja húmeda, de las cuales 263 muestras corresponden al intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), y 63 muestras corresponden al intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Campaniano (Campaniense).

Se acudió a la evaluación de muestras de afloramiento debido a que se requieren más de 5 kg de muestra para desarrollar los ensayos de hidropirólisis ya que tal cantidad de muestra no puede obtenerse de los núcleos de los sondeos. Para tal fin, se seleccionó la secuencia estratigráfica de afloramiento Aguadulce, localizada en la Vereda La Azufrada del municipio de Lebrija (Departamento de Santander), al oeste de la ciudad de Bucaramanga, en la cual se levantaron 305,7 m de serie estratigráfica. En dicho levantamiento estratigráfico se tomaron 166 muestras, cuyo estudio permitió el reconocimiento de 19 litologías, las cuales se sintetizan en seis petrofacies: calizas, porcelanitas, lutitas negras calcáreas, arcillolitas, rocas fosfáticas lodosoportadas y granosoportadas. De estas litologías, se seleccionó una muestra (AD-4X-68.7) correspondiente a la petrofacies de lutitas negras calcáreas para los mencionados análisis de hidropirólisis encaminados a obtener una serie de madurez térmica artificial.

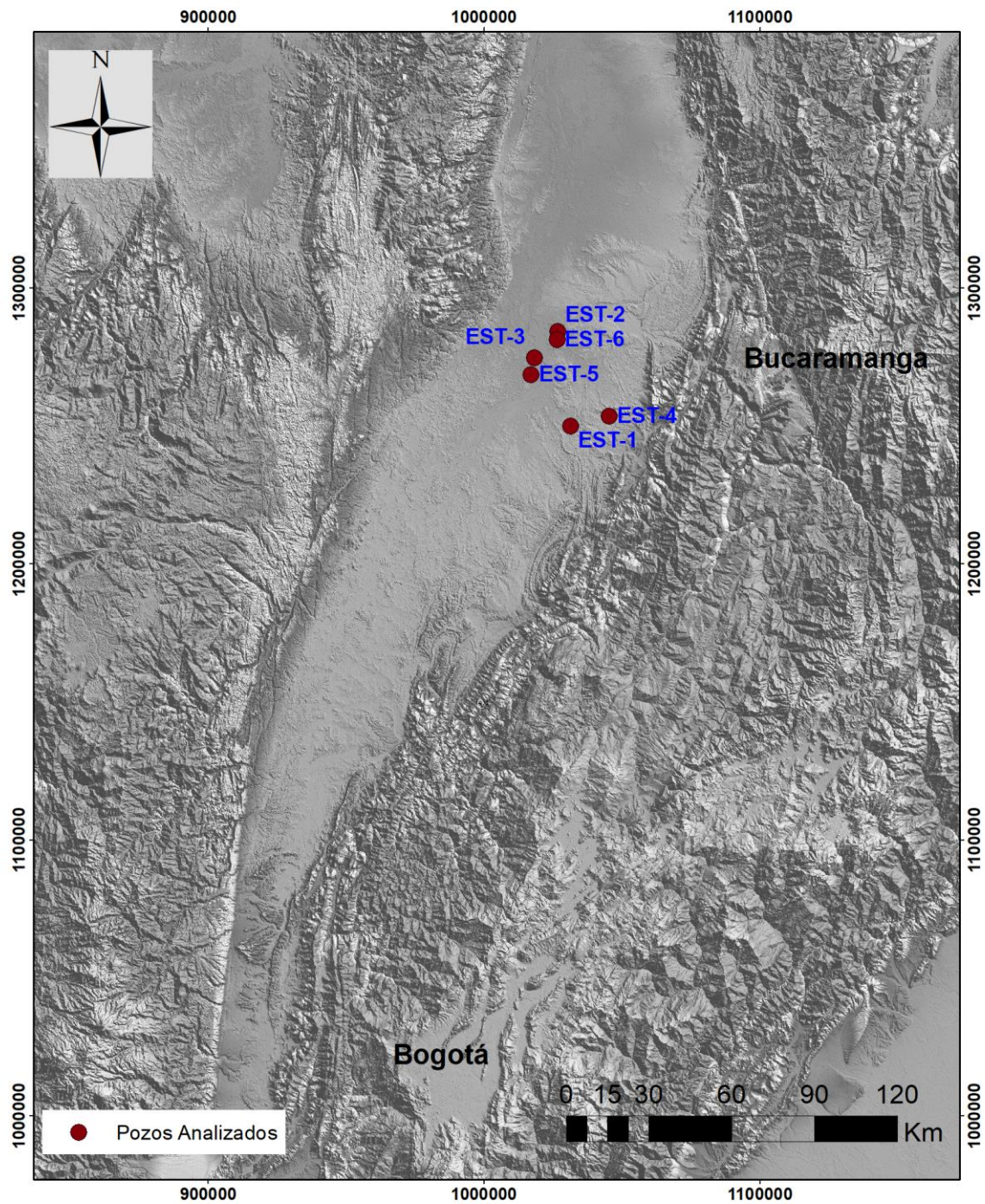


Figura 5.1. Localización de los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6 analizados en este estudio.

5.2. PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

Como se explicó anteriormente, la materia orgánica sedimentaria (MOS) está compuesta por kerógeno y bitumen (además de productos orgánicos secundarios en cantidades variables), lo cual, y en el primer caso, va a depender del ambiente de depósito y de la evolución térmica que hayan sufrido, lo que a su vez definirá el tipo de hidrocarburos. El tipo de hidrocarburos que pueden ser generados durante la catagénesis depende primeramente del tipo de materia orgánica original, de tal manera, que aquella que presenta en su composición inicial mayor aporte de material terrestre, será fuente principalmente de gas, mientras que aquella que contenga predominantemente material orgánico marino (más rico en lípidos), será generadora de aceite.

Debido a estas premisas se hace necesario una caracterización detallada de las rocas potencialmente generadoras de hidrocarburos que son aquellas que tienen la capacidad de generar y expulsar cantidades suficientes de petróleo y/o gas (Hunt,1995). Esta caracterización, petrológica y geoquímica, permitirá una valoración precisa de la capacidad de una roca sedimentaria de grano fino para generar hidrocarburos y se realiza para conocer la cantidad, composición y calidad, y madurez térmica de la materia orgánica, así como el ambiente sedimentario en que se ha depositado. Además, en esta evaluación, la porosidad es otra de las características a considerar ya que ella condiciona la acumulación/retención y/o migración de hidrocarburos.

5.2.1. CANTIDAD DE MATERIA ORGÁNICA

El primer paso para que haya generación de hidrocarburos es que la roca contenga una cantidad suficiente de materia orgánica para lo que se hace necesario su determinación. La cantidad de materia orgánica presente en una roca viene dada por el

contenido (%) en carbono orgánico total -COT- (más conocido, especialmente en la industria petrolera como TOC, por sus siglas en inglés). El contenido en COT describe la cantidad total de materia orgánica contenida en una roca, y por lo tanto, incluye, no solo al carbono contenido en el kerógeno y en los componentes secundarios, como hidrocarburos potencialmente presentes y el bitumen sólido, sino además, la materia orgánica molecular que no es visible vía microscopia como por ejemplo el bitumen que junto con el kerógeno/materia orgánica particulada primaria /materia orgánica dispersa, forma parte del total de la materia orgánica contenida en una roca.

Para la obtención del contenido en carbono orgánico de una roca (% COT), se requiere de la combustión de la roca pulverizada (temperatura superior a 1000 °C) y detección del CO₂ mediante conductividad térmica. El analizador Leco es uno de los más comunes para llevar a cabo el análisis de COT (**Figura 5.2**), y requiere de la eliminación de los carbonatos de la roca previamente pulverizada, utilizando ácido (HCl, generalmente al 20% ó 6N) y crisoles de filtración. Después de la acidificación, la muestra se quema en el horno (a temperaturas > 1000 °C) y el carbono de la materia orgánica se convierte en CO₂ y se cuantifica a través de un detector. También, y así se ha hecho en la presente investigación, se ha determinado el contenido en Carbono orgánico total a partir de la pirólisis Rock Eval (parámetro TOC del Rock-Eval, **Figura 5.3**). En este caso, la roca pulverizada (100 mg) se piroliza en atmósfera inerte de N₂ inicialmente de manera isotérmica a 300 °C durante 5-10 minutos, etapa en la que el hidrocarburo libre presente en la matriz de la roca se volatiliza y detecta por el FID (detector de ionización de llama), mostrando un pico denominado S1 (**Figura 5.4**). Seguidamente, el proceso continúa por aumento de la temperatura de pirólisis de 300 °C a 650 °C con una rampa de 25 °C/min. En esta etapa, la materia orgánica presente en la roca se craquea y una parte (la más hidrogenada) se convierte en hidrocarburo y se detecta mediante un FID, que el equipo

muestra a través de un pico S2 (potencial de generación, **Figura 5.4**). Finalmente, la muestra pirolizada se oxida. Esta fase comienza con un estado isotérmico a 400 °C, seguido de un aumento de 30 °C/min hasta alcanzar 850 °C (durante 5 minutos) y a partir de aquí se calcula la fracción de carbono residual (carbono no reactivo), representado mediante el pico S4 (**Figura 5.4**). El contenido en carbono orgánico total, COT, se determina mediante la ecuación: $COT = k (S1 + S2) / 10 + S4 / 10$, donde k es el porcentaje promedio de carbono en la materia orgánica.

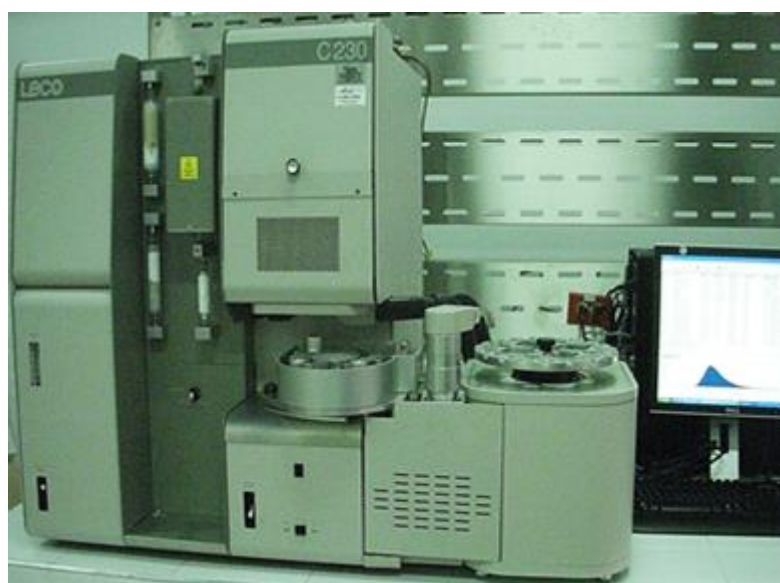


Figura 5.2. Analizador de carbono orgánico total (COT) C230, marca LECO®, Modelo 619-400-400, utilizado en este trabajo.

Los datos de porcentaje en COT, se han utilizado para construir perfiles geoquímicos y para ello se han parametrizado los datos analíticos (**Tabla 5.1**) en términos de: contenidos pobres en COT, regulares, buenos y excelentes. Sin embargo, se debe tener en cuenta que el porcentaje de COT no es por sí solo un indicador del potencial generador de una roca ya que es frecuente encontrar en algunas secuencias deltaicas (por ejemplo del Terciario

Colombiano) valores de %COT superiores al 5% con muy poca capacidad para la generación de hidrocarburos debido a que la materia orgánica es predominante Tipo III (kerógeno tipo III), así como existen otras secuencias sedimentarias con un promedio de un 1% COT que son consideradas como rocas madre de hidrocarburos. Por lo tanto, el COT debe estar siempre acompañado de la determinación del tipo de materia orgánica/kerógeno presente en la roca, que para este trabajo se ha determinado mediante los análisis petrográficos, lo que en conjunto ha permitido realizar una buena estimación del potencial generador en hidrocarburos de la secuencia Cretácica de la Cuenca VMM.

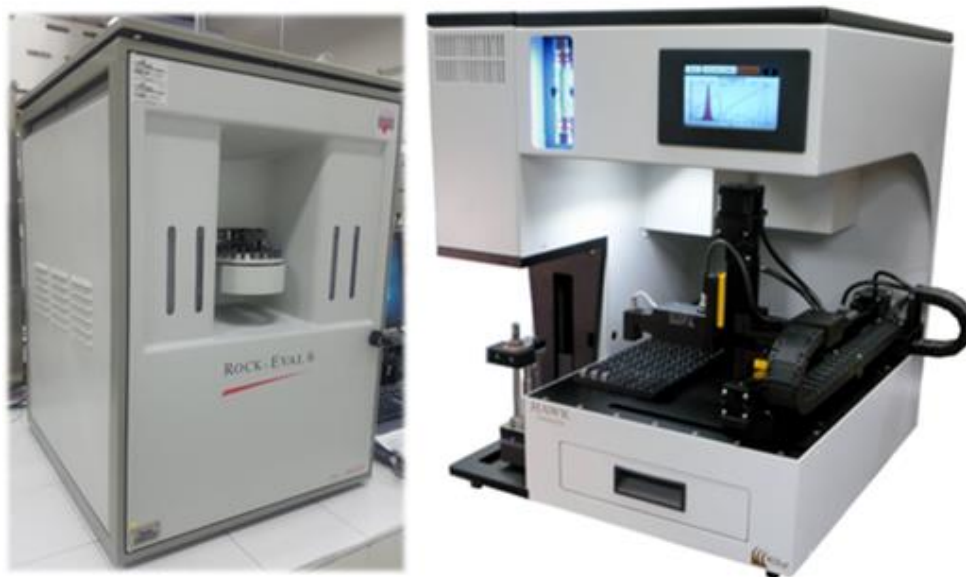


Figura 5.3. Ejemplos de pirolizadores. (Izq.) Equipo Rock Eval 6 de la empresa Vinci; (Der.) Equipo Hawk de la empresa Wildcat Technologies. En el presente trabajo se utilizó el equipo Rock-Eval 6 (imagen izquierda).

Tabla 5.1. Parámetros para la interpretación del %COT en una secuencia sedimentaria. Modificado de Waples (1985) y Peters (1986).

%COT (%Peso)	Parametrización
<0,5%	Pobre
0,5%-1%	Regular
1%-2%	Bueno
2%-4%	Muy bueno
>4%	Excelente

5.2.2. COMPOSICIÓN Y CALIDAD DE MATERIA ORGÁNICA

La calidad de la materia orgánica está determinada por el tipo de Kerógeno/materia orgánica. Para la determinación geoquímica del tipo de kerógeno y la correspondiente evaluación de calidad de la roca se ha utilizado también la pirólisis Rock-Eval (Espitalié et al., 1977; Behar et al., 2001), **Figura 5.3**. Este ensayo, además de proporcionar el %COT permite obtener un conjunto de parámetros referentes a calidad de la materia orgánica contenida en la roca que se piroliza y su capacidad para la generación de hidrocarburos, todos ellos necesarios en el proceso de exploración de hidrocarburos. Estos parámetros son los siguientes (**Figura 5.4**):

S1 (mg HC/g Roca): Corresponde a los hidrocarburos contenidos en la roca, los cuales son volatizados generalmente a temperaturas menores a 300°C y detectados por el pirolizador Rock-Eval por medio del FID. Está relacionado con la presencia de crudo migrado o generado in situ. Puede estar afectado por la presencia de aceites del lodo de perforación.

S2 (mg HC/g Roca): También conocido como potencial generador del kerógeno (potencial actual de una roca para generar petróleo), corresponde a los hidrocarburos resultantes del craqueo térmico de la materia orgánica presente en la roca y de los hidrocarburos pesados que no se volatilizan en el pico S1 y son detectados por medio del FID.

S3 (mg HC/g Roca): corresponde al dióxido de carbono y CO producto del craqueo de la materia orgánica, detectados por medio de celdas infrarrojas. Está asociado al nivel de oxidación de la materia orgánica o a la presencia de oxígeno en la composición del kerógeno. Puede estar afectado por la descomposición de la matriz mineral de la roca.

T_{máx} (°C): Representa la temperatura a la cual, la generación de hidrocarburos a partir del craqueo de la materia orgánica alcanza su valor máximo, es el pico de generación de hidrocarburos (HC). Puede estar afectado por la presencia de bitumen sólido o hidrocarburos pesados que no volatilizan en el pico S1, por los bajos contenidos orgánicos y en algunos casos por la litología (especialmente por la presencia de arcillas). Este parámetro está relacionado con la madurez térmica alcanzada por la roca o la máxima temperatura a la que estuvo sometida la roca durante su evolución geológica.

IH (Índice de Hidrógeno - mg HC/g COT): Es un parámetro resultado de la relación existente entre las fracciones pesadas obtenidas del craqueo del Kerógeno (S2) y el contenido de materia orgánica (COT). Es un indicador de la cantidad de hidrógeno disponible en el Kerógeno.

IO (índice de Oxígeno - mg HC/g COT): Parámetro resultado de la relación entre el contenido de CO₂ asociado a la oxidación de la muestra y el contenido de materia orgánica de la muestra. Es un indicador de la cantidad de oxígeno presente en el Kerógeno. En

general, rocas con altos valores de IO y bajos de IH tienen poco potencial para generar hidrocarburos líquidos.

IP (Índice de Producción - mg HC/g COT): Es una medida del avance de la generación en una roca generadora. Para rocas de grano fino, normalmente aumenta con la profundidad en la medida en que los compuestos del Kerógeno (S2) son convertidos en HC libres (S1). En rocas saturadas de hidrocarburos (almacenadoras) se observan valores de IP anómalamente altos respecto de las rocas de grano fino adyacentes. Para valores de $T_{máx} < 445 \text{ °C}$ y $T_{máx}$ en el rango de $435 \text{ °C} - 445 \text{ °C}$, valores de IP mayores de 0,2 y 0,3 respectivamente, son anómalos. Este índice se determina como: $IP = S1/S1 + S2$.

IB (Índice de Bitumen - mg HC/g COT): También se le llama Abundancia de Bitumen o de Hidrocarburos Producibles, y relaciona la cantidad de hidrocarburos generados respecto a la materia orgánica contenida en la roca. Cuando el $IB > 100$ se considera que los hidrocarburos son producibles. Se calcula como: $IB = S1/COT * 100$.

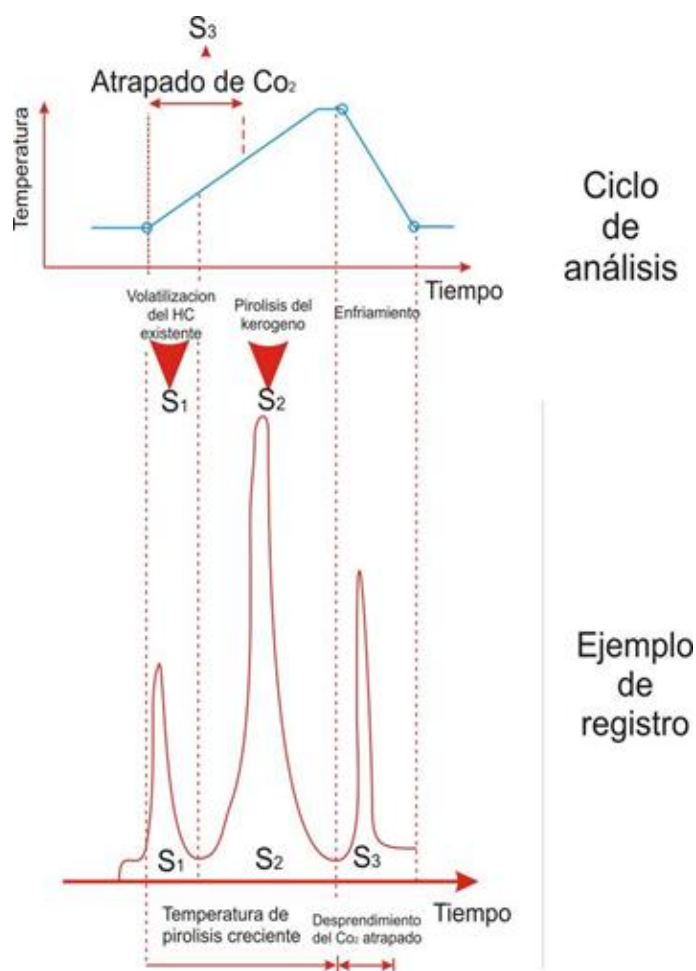


Figura 5.4. Pirograma obtenido en la pirólisis Rock-Eval de rocas generadoras.

La información que proporciona la pirólisis Rock-Eval permite clasificar la materia orgánica contenida en las rocas desde el punto de vista geoquímico como kerógenos, tipo I, II, III, y IV y cuyas características han sido ya descritas en el capítulo anterior.

El tipo de Kerógeno puede ser descrito por el índice de hidrógeno (IH) de la Pirólisis Rock-Eval, si la muestra se encuentra inmadura, o bien por la relación S₂/S₃, la cual tiende a ser más confiable en el caso de las rocas Cretácicas Colombianas (**Tabla 5.2**).

Tabla 5.2. Parámetros para la interpretación del tipo de kerógeno de acuerdo a los parámetros IH y S2/S3 obtenidos de la pirólisis Rock-Eval.

Tipo de Kerógeno	IH (índice de hidrógeno)			S2/S3
	Jones, 1984	Peters y Cassa, 1994	Clementz et al. 1979	Peters y Cassa, 1994
Tipo I (aceite)	>700	>600	>>5	>15
Tipo II (aceite y menor gas)	350-700	300-600	>5	10,0-15,0
Mezcla II y III (aceite y gas)	200-350	200-300	2,5-5	5,0-10,0
Tipo III (gas)	50-200	50-200	0-2,5	1,0-5,0
Tipo IV (algo de gas o no generador)	<50	<50		<1

El método complementario y quizá más fiable para confirmar el tipo de kerógeno presente en una roca es la microscopía óptica (petrografía orgánica en luz blanca reflejada, en luz blanca transmitida y en modo fluorescencia) ya que, además de la identificación de los componentes orgánicos de manera individualizada, permite evidenciar posibles mezclas de diferentes fuentes orgánicas.

Por medio de la petrografía orgánica y a través del estudio de secciones pulidas (preparadas de acuerdo con la Norma ISO7404/2) en microscopía de luz blanca reflejada (Figura 5.5) se ha determinado la composición de la materia orgánica contenida en las rocas Cretácicas a partir de la identificación de los tres grupos macerales: Liptinita, Vitrinita e Inertinita ya descritos en el capítulo anterior. Las Figuras 5.6 a 5.11, muestran los componentes identificados por microscopía de luz blanca reflejada en el caso de las rocas estudiadas en este trabajo y, adicionalmente y con carácter informativo, en algunas rocas Terciarias.



Figura 5.5. Microscopio óptico LEICA DM4P LED, el cual cuenta con luz blanca reflejada, luz transmitida y modo fluorescencia, utilizado en este trabajo.

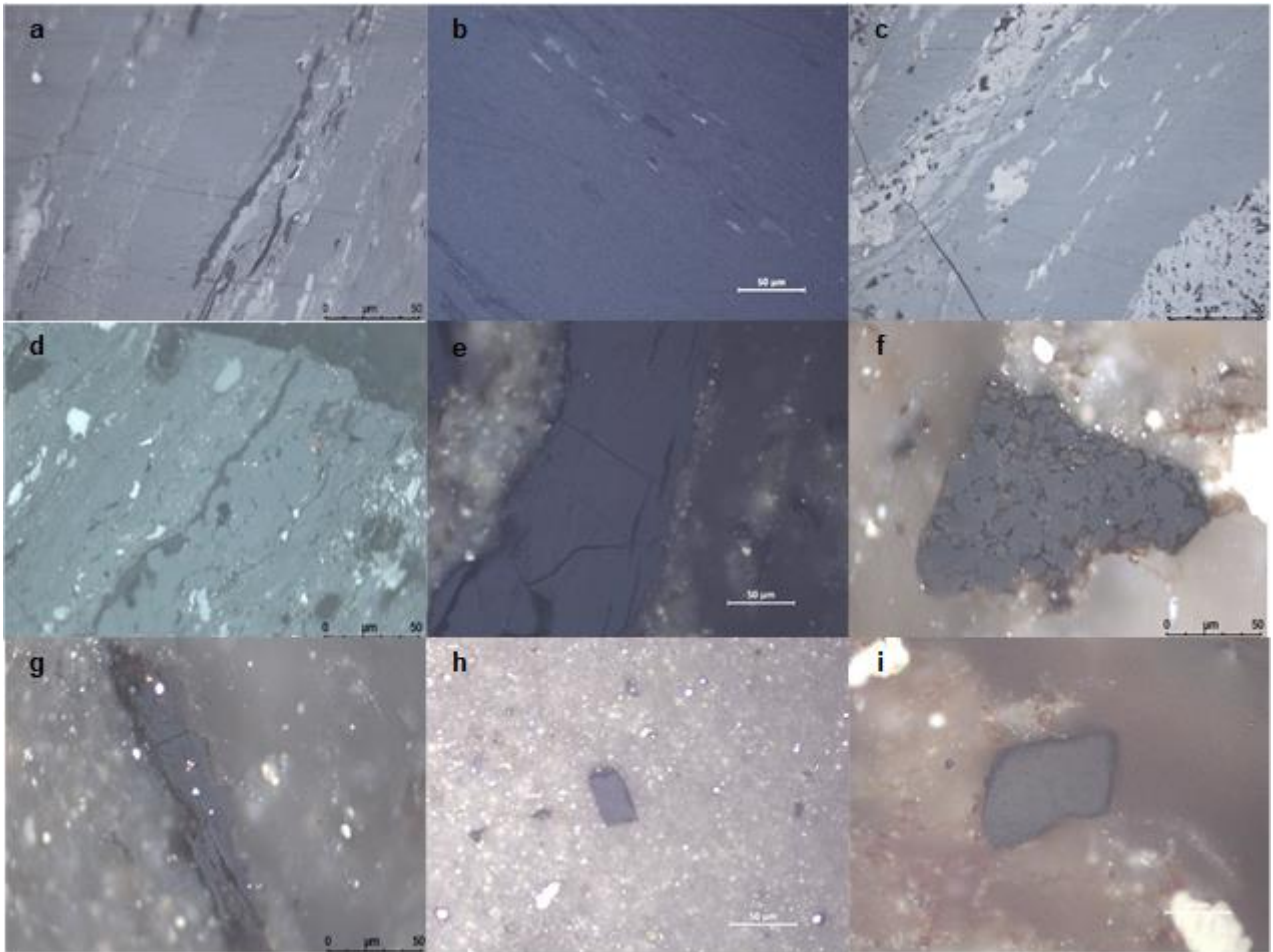


Figura 5.6. Imágenes de macerales del grupo Vitrinita de formaciones Cretácicas y Terciarias Colombianas, tomadas en luz blanca reflejada, aumento 50x e inmersión en aceite: a – c) Colotelinitas; d) Colodetrinitas y Corpogelinitas; e) Vitrinita asociada a un shale carbonoso; f) Corpogelinitas; g-i) Vitrinitas asociada a materia orgánica dispersa.

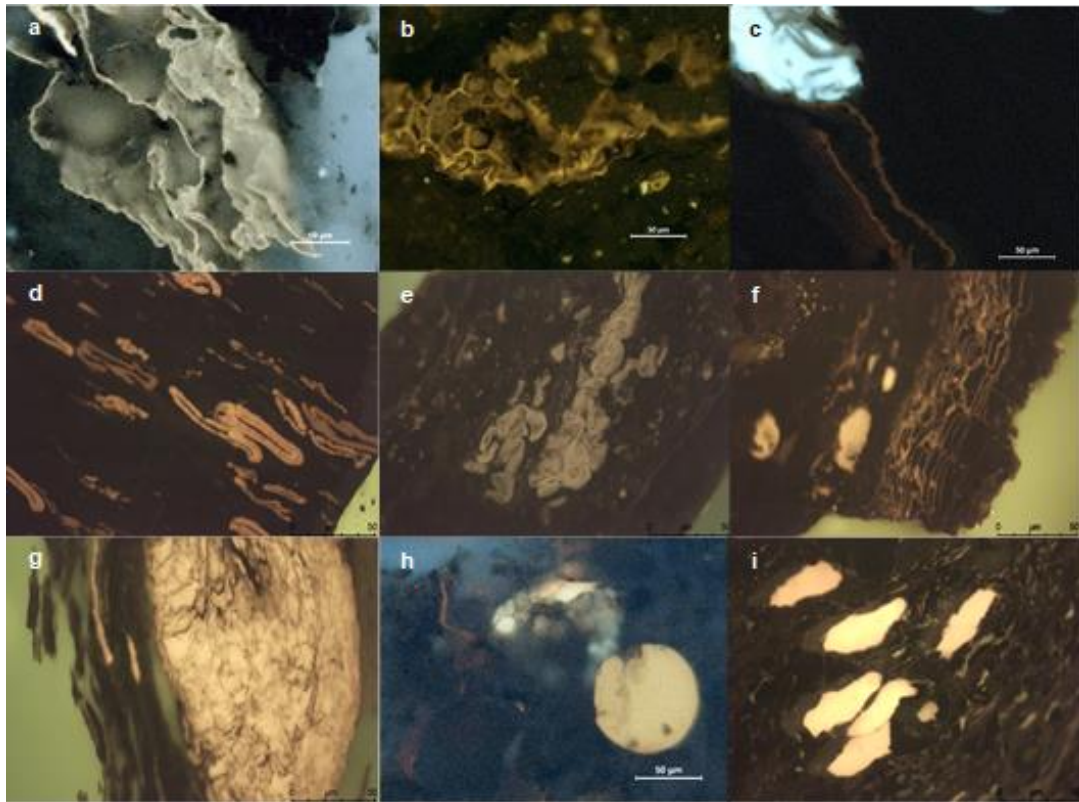


Figura 5.7. Imágenes componentes del grupo maceral Liptinita de formaciones Cretácicas y Terciarias Colombianas, tomadas en modo fluorescencia: a – b) Cutinita; c) Cutinita y Resinita; d-e) Esporinita; f) Suberinita y alginita; g) Colonia de algas; h) alga Tasmanita; i) Resinita.

Desde el punto de vista de la generación de hidrocarburos, el grupo Liptinita es el más interesante ya que está constituido por componentes altamente hidrogenados los cuales, por evolución térmica, generan aceite/petróleo y gas. Además, algunos componentes de este grupo son importantes en sí mismos ya que su presencia revela directamente la presencia de hidrocarburos líquidos en una roca. Así es el caso de la exudatinita. Este es un maceral secundario que se forma por craqueo térmico de los macerales primarios de la liptinita durante el paso de la diagénesis a la catagénesis; el fluido que se forma puede penetrar en grietas, fisuras o cavidades (**Figura 5.8**).

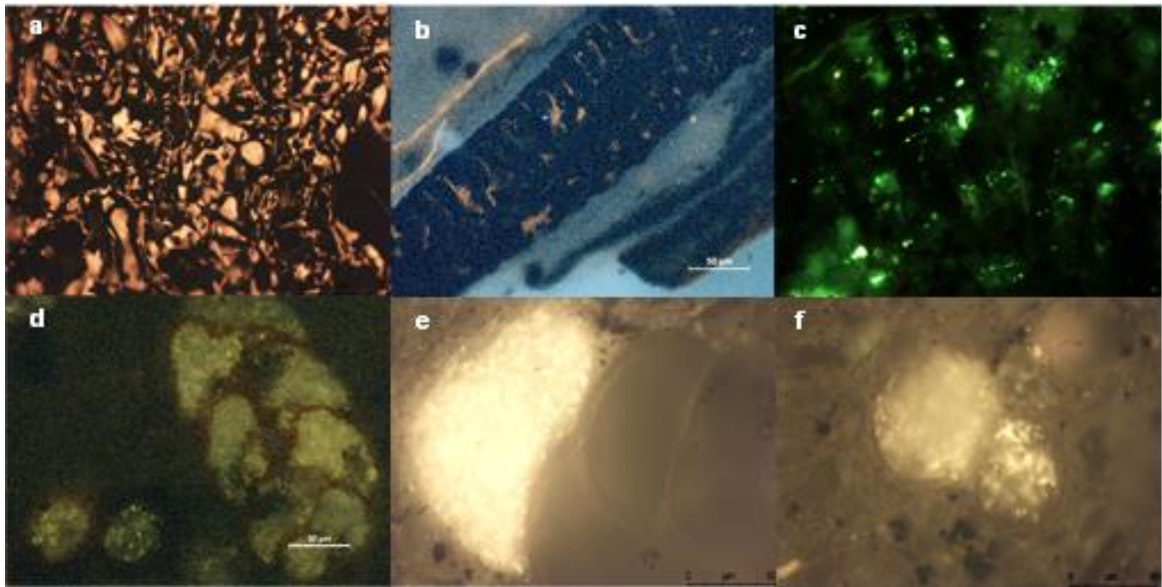


Figura 5.8. Imágenes de Exudatinitas en rocas Cretácicas y Terciarias Colombianas, tomadas en modo fluorescencia. a-b) Exudatinitas en fragmentos carbonosos, c) Gotas de hidrocarburos en shale rico en materia orgánica, d-f) Hidrocarburos en cámaras de foraminíferos.

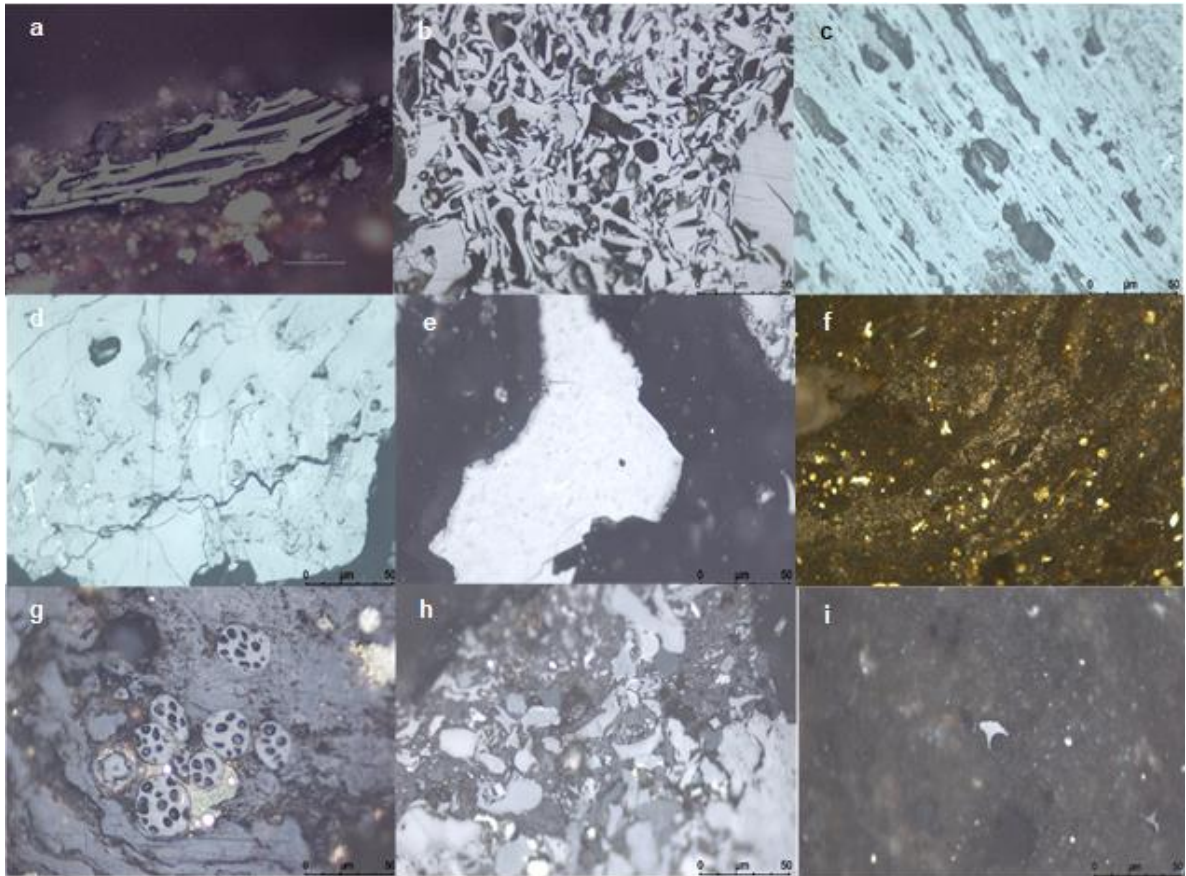


Figura 5.9. Imágenes de macerales del grupo Inertinita de formaciones Cretácicas y Terciarias Colombianas, tomadas en luz blanca reflejada, aumento 50x e inmersión en aceite: a-c) Inertinita (Semifusinitas); d-e) Macrinita; f) Micrinita; g) Funginita; h) Inertodetrinita y secretinita; i) Inertodetrinita.

Adicionalmente, a los componentes orgánicos (macerales) en las rocas sedimentarias que se investigan para este trabajo, se han observado los siguientes componentes:

- a. Zooclastos y Zoomorfos: Corresponden a fragmentos estructurados derivados de animales caracterizados por compuestos quitinosos y escleroproteínas. Son materiales de frágiles a poco resistentes al transporte prolongado. Pueden estar

reemplazados por materia mineral. Entre los zoomorfos más comunes en las rocas Colombianas se mencionan los foraminíferos, huevos de copépodos, escolecodontos, quitinozoarios y graptolites (**Figura 5.10**). Los zooclastos no generan hidrocarburos.

- b. Bitumen Sólido: El bitumen sólido es un producto secundario y residual derivado de la generación de hidrocarburos líquidos, el cual se puede seguir craqueando para generar hidrocarburos más livianos (**Figura 5.11**). El bitumen sólido es importante en esta investigación por su abundancia en las rocas generadoras colombianas.

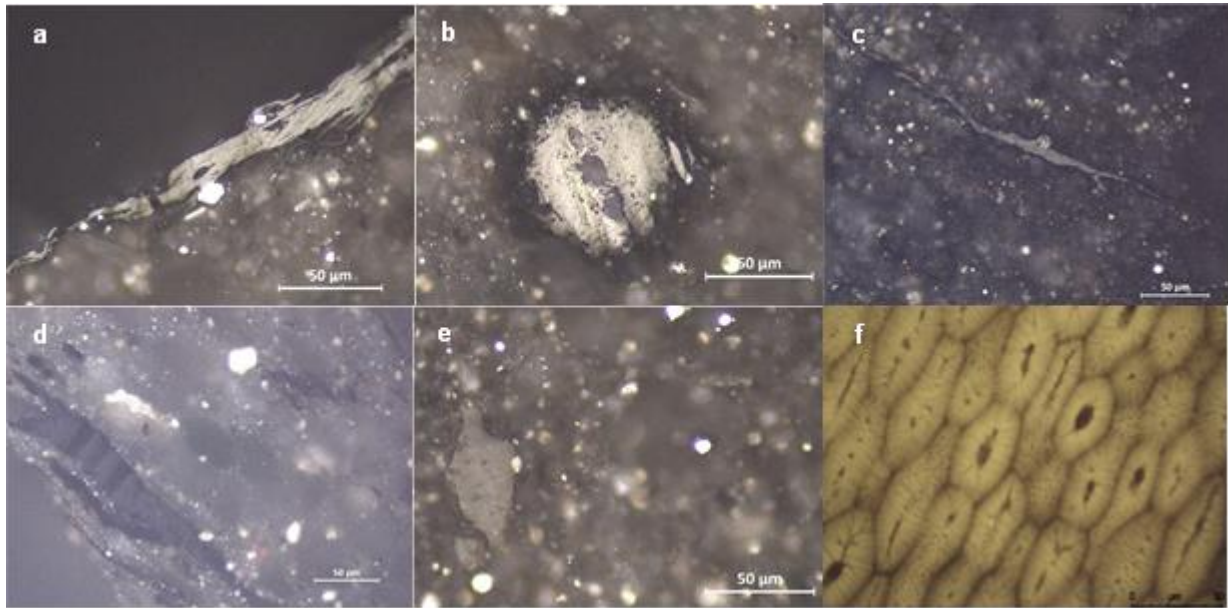


Figura 5.10. Imágenes de Zooclastos en rocas Cretácicas y Paleozoicas Colombianas, en luz blanca reflejada, aumento 50x. a-c) Graptolites, d-e) Quitinozoarios; f) Hidrozoarios?.

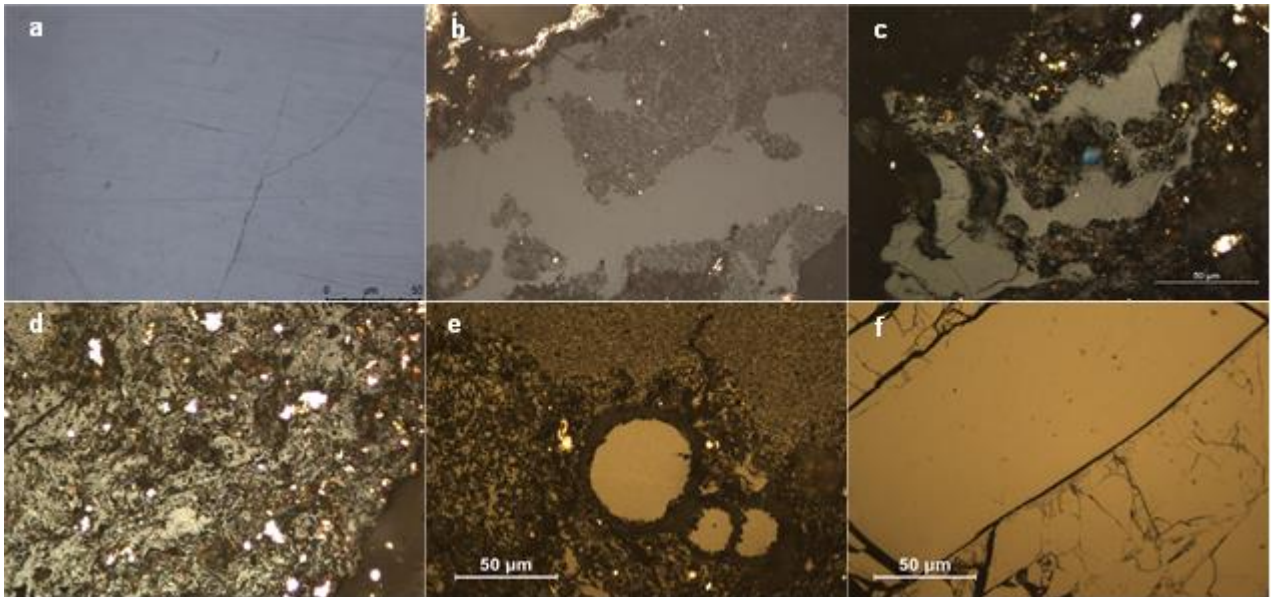


Figura 5.11. Imágenes de Bitumen Sólido en rocas Cretácicas Colombianas, en luz blanca reflejada, aumento 50x. a) Bitumen Sólido en forma de placas, b-c) Bitumen Sólido con aspecto heterogéneo, d) Pirobitumen disperso en la roca, e) Pirobitumen relleno de cámaras de foraminíferos, f) Pirobitumen en forma de placas.

La presencia de cada grupo maceral en una muestra tal y como son identificados por microscopía de luz blanca reflejada, permite deducir el tipo de Kerógeno/materia orgánica. Sin embargo, en la investigación de la materia orgánica dispersa contenida en rocas marinas es de gran utilidad el denominado Análisis Visual del Kerógeno (AVK). Este análisis se realiza por microscopía de luz blanca transmitida y por microscopía de fluorescencia. El análisis visual del kerógeno se basa en el conteo y análisis visual de las características morfológicas de las partículas que componen la materia orgánica de una muestra. La placa (o sección delgada) está compuesta por dos láminas con muestras tamizadas en malla #20 (0,84 mm) (lámina derecha) y malla #10 (2 mm) (lámina izquierda) y un sello (rótulo) donde se especifica la información de la muestra (**Figura 5.12**).

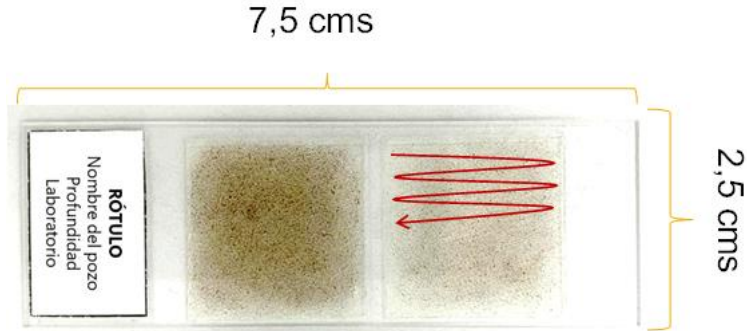


Figura 5.12. Placa o sección delgada sobre la cual se realiza el análisis visual del kerógeno. En rojo se observa la forma de conteo de las partículas orgánicas.

Existen diferentes clasificaciones de las partículas orgánicas propuestas a partir del estudio de la materia orgánica en luz transmitida y en lámina delgada tal y como se ha descrito en el capítulo anterior. Para el presente trabajo y para el Análisis Visual del Kerógeno (AVK) se ha procedido a simplificar la clasificación diferenciándose y utilizándose los siguientes grupos: Materia Orgánica Estructurada (MOE) y Materia Orgánica No Estructurada (MONE). Dentro de la MOE se incluyen los Palinomorfos, Fitoclastos y Zooclastos (**Figuras 5.13 y 5.14**) mientras que, dentro de la MONE, se encuentra la Materia Orgánica Amorfa (MOA) y las secreciones vegetales (**Figura 5.15**).

Para la definición del tipo de kerógeno a partir del AVK, se realiza un conteo de 300 partículas sobre la lámina (**Figura 5.12**), categorizándolas de acuerdo a la clasificación de componentes orgánicos (Mendonça Filho, 2007; Mendonça Filho et al., 2011 y 2012) y a la correlación con macerales de los grupos Liptinita, Vitrinita e Inertinita ya descritos y según la propuesta de Ercegovac y Kostic (2016) modificada en este documento (**Tabla 5.3**).

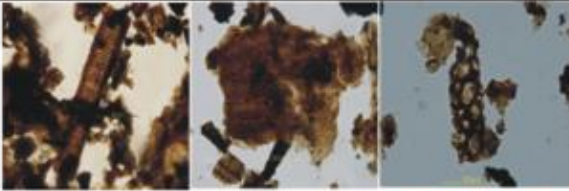



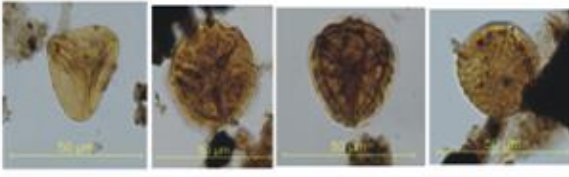
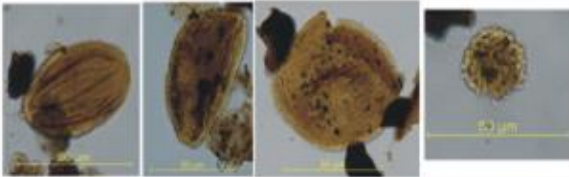
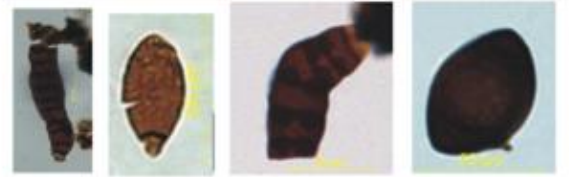
FITOCLASTOS	TRANSLUCIDOS	MADEROS		Están compuestos por astillas de habito fibroso y otros tejidos corticales de los tallos y las raíces de las plantas vasculares. Son dominantes en sedimentos de frentes deltaicos y prodeltas, comunes en estuarios y raros en planicies costeras.	
		CUTICULAS		Según Tyson (1987, 1995), las cutículas son más típicas de ambientes fluvio deltaicos, prodelta y facies estuarinas. Batten (1996), asocia las cutículas a ambientes de baja energía-deltas fluviales y ambientes lacustres.	
		OPACOS	ACICULAR		El tamaño y la forma de restos vegetales opacos, son utilizados para descifrar tendencias proximal-distal y transgresivo-regresiva. Fragmentos pequeños equidimensionales de madera son característicos de los depósitos distales, mientras que en las asociaciones proximales las partículas grandes en forma de lámina son muy abundantes, (Steffen & Gorin, 1993).
		EQUIDIMENSIONAL			
	PALINOMORFOS CONTINENTALES	ESPOROMORFOS	ESPORAS		Provenientes de plantas. Su preservación es posible por su contenido de esporopolenina. Morfológicamente pueden ser simples o muy complejos.
			POLEN		Usualmente bien preservados, proporcionan información relacionada a la edad relativa y sirven también como indicadores de la madurez termal de la roca según su coloración.
		FUNGI		La degradación de los fitoclastos por los hongos requiere de una tasa elevada de humedad y está limitada al medio acuático (Gastaldo, 1994). Según Tyson (1995), el color marrón oscuro en las esporas indica melanización e influencia de oxígeno atmosférico.	

Figura 5.13. Clasificación de la MOE (Fitoclastos y Palinomorfos Continentales) y breve descripción de los componentes. Modificado de Plata et al. (2010).

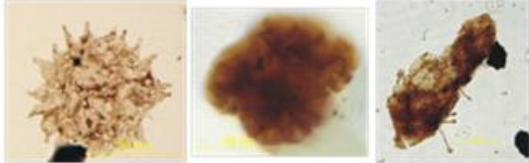

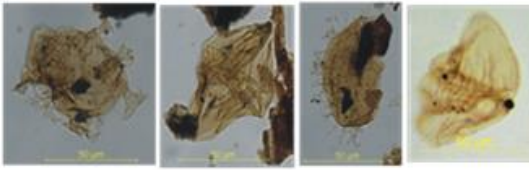
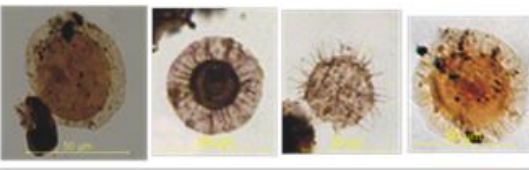

ALGAS DE AGUA DULCE Y AZOLLA		División Chlorophyta (Botryococcus, Pediastrum y otros) generalmente coloniales, son indicadores de agua dulce, lagos y estuarios (Tappan, 1980). Azolla es un helecho acuático de agua dulce frecuente en ambientes como lagos y estanques de zonas tropicales regiones templadas, subtropicales y cálidas.
PALINOMORFOS MARINOS	FORAM LINING	 La presencia de Foram Test lining (FTL) es un indicador confiable de condiciones marinas. La abundancia de FTL decrece bruscamente hacia el tope de los estuarios y su tamaño disminuye con la caída de la salinidad. Son ausentes en la mayoría de los sedimentos deltaicos y prodeltaicos de la zona litoral. (Tyson, 1995).
	DINOFLAGELADOS	 Son las principales productoras de la biomasa en la zona fótica de los océanos. La abundancia de los dinoflagelados aumenta hacia la zona distal (Davey, 1970; Wall <i>et al.</i> , 1977; Habib <i>et al.</i> , 1994; Tyson, 1995) pero la diversidad específica no siempre es un signo indicador de condiciones marinas francas
	ACRITARCOS	 La mayoría de los Acritarcos son probablemente remanentes de quistes de fitoplancton marino, actualmente se encuentran en las preparaciones palinológicas especialmente del Paleozoico (Châteauneuf & Reyre, 1974; Tappan, 1980).
ZOOCLASTOS	 Son fragmentos de animales, principalmente de insectos continentales. En general, están constituidos de quitina, material frágil, de desgaste fácil, poco resistente al transporte prolongado. Los escolecodotes, de origen marino, también son considerados en esta categoría para la clasificación.	

Figura 5.14. Clasificación de la MOE (algas de agua dulce, Palinomorfos continentales y Zooclastos) y breve descripción de los componentes. Modificado de Plata et al. (2010).

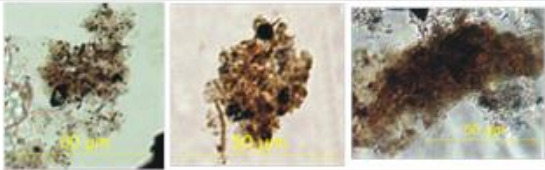
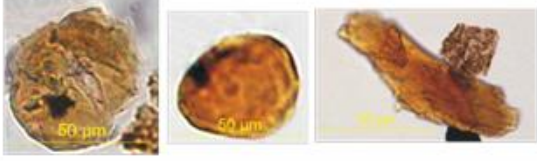
MATERIA ORGÁNICA AMORFA		Componentes orgánicos particulados sin estructura, derivadas de la degradación del fitoplancton y/o degradación bacteriana (Tyson, 1995). También puede ser originada por la degradación de plantas superiores (Mendonça Filho, et al., 2012).
SECRECIONES VEGETALES		Son producto natural de plantas superiores, generados internamente por células ovoides por exudación, o extracelularmente por exudación, Tyson (1995). Estas partículas son componentes comunes de facies fluviales y de nearshore, Gastaldo (1994).

Figura 5.15. Clasificación de la MONE (Materia Orgánica Amorfa y Secreciones Vegetales o Resinas) y breve descripción de los componentes. Modificado de Plata et al. (2010).

Tabla 5.3. Nomenclatura y Clasificación de los componentes orgánicos identificados tanto por microscopía de luz blanca reflejada como mediante microscopía de luz blanca transmitida y por microscopía de fluorescencia: Correlación entre los datos del análisis visual del kerógeno (AVK) y de la identificación de macerales. (Tabla modificada de Ercegovac y Kostic, 2006 y ampliada de acuerdo a la experiencia de la autora y a las exigencias de este estudio).

Categoría	Componente Orgánico	Grupo Maceral	Maceral	Tipo de Kerógeno
Materia Orgánica Estructurada	Algas marinas y de agua dulce	Liptinitas	Alginitas	I - II
	Granos de polen y esporas		Esporinitas	II
	Cutícula		Cutinita	II
	Fitoclastos Traslúcidos	Vitrinitas	Telinita/ Colotelinita	III
	Fitoclastos Opacos	Inertinitas	Fusinita, Semifusinita	IV
	Detritos de hongos		Funginita	IV
	Zoomorfos y Zooclastos	Remanentes de Fauna		IV
Materia Orgánica No Estructurada	Materia Orgánica Amorfa	Liptinita	Bituminita	II
	Materia Orgánica No Fluorescente	Vitrinita	Hebamorfinita?	III
	Materia Orgánica Pseudoamorfa	Liptinita	Bituminita + Bitumen Sólido	II
	Secreciones Vegetales	Liptinita	Resinita	II

El análisis conjunto de los datos obtenidos por microscopía de luz blanca reflejada y fluorescencia y el análisis visual del kerógeno por microscopía de luz blanca transmitida y fluorescencia ha permitido además la definición de las palinofacies para los diferentes tramos cronoestratigráficos que se estudian en este trabajo, así como de sus ambientes sedimentarios.

A partir del conteo y normalización de 300 partículas orgánicas en el AVK, se realizan pruebas de estadísticas multivariada tipo clúster, con el fin de reconocer relaciones y

establecer agrupamientos discretos basados en las características (porcentaje y composición) de dichos componentes orgánicos. Para identificar las divisiones en las secciones estudiadas que corresponden a muestras de los diferentes pozos, se utiliza el análisis Clúster modo R (agrupamiento de grupos de kerógeno) que permiten establecer las palinofacies, y el análisis Clúster modo Q (agrupamiento de muestras) que revelan las diversas tendencias de los grupos de kerógeno. El análisis clúster fue realizado usando el software gratuito PAST v17 (PALaeontological STatistics) desarrollado por Geological Museum Copenhagen, y el software STATISTICA (1984-2000). Los datos brutos fueron porcentualizados y posteriormente normalizados.

Los datos porcentuales se incorporaron al programa PAST v17, el clúster modo R, usando el método de Ward con distancia Euclidiana y un bootstrap (método estadístico de distribución de muestras) de 100 repeticiones. El clúster modo Q también se obtuvo con el programa PAST, pero utilizando los datos normalizados y el algoritmo pares de grupos con distancia de correlación, y restricción estratigráfica (relacionando todas las muestras de base a techo). Los resultados se exponen en dendrogramas que, además, se combinaron en diagramas de dos vías (relaciona las palinofacies obtenidas para cada muestra en la secuencia estratigráfica con el fin de determinar asociaciones en intervalos), los cuales se representan en un diagrama de palinofacies (abundancias de cada palinofacies relacionadas con un determinado paleoambiente) obtenido con el Programa C2.

Para finalizar el análisis de palinofacies, las asociaciones obtenidas fueron representadas en diagramas ternarios pudiéndose así establecer los ambientes de sedimentación y sus características. Ello permitió definir las asociaciones palinofaciales para cada intervalo de tiempo, y establecer correlaciones paleoambientales que permitan identificar el comportamiento de la materia orgánica tanto vertical como lateralmente en una secuencia estratigráfica tal y como se verá en el capítulo de resultados e interpretación.

5.2.3. MADUREZ TÉRMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA

Además de determinar la composición y calidad de la materia orgánica contenida en las rocas, la determinación de su madurez térmica es esencial para reconstruir la historia geológica de las rocas que la contienen y para la exploración de hidrocarburos.

La evaluación de la madurez térmica, tal y como se ha indicado en el capítulo anterior puede realizarse utilizando parámetros geoquímicos y/o petrológicos. Para la presente investigación se han utilizado ambos tipos de parámetros. Como parámetros geoquímicos de madurez se ha considerado la T_{máx} de la pirólisis Rock-Eval. La T_{máx} o temperatura máxima de pirólisis alcanzada durante el máximo pico S2 varía en función de la madurez térmica de la materia orgánica, por lo tanto, se considera una medida de la madurez térmica del Kerógeno y normalmente está controlada por el tipo de materia orgánica. En general, rocas generadoras inmaduras presentan valores de T_{máx} < 435 °C, rocas en estado de madurez temprana tienen valores entre 435 - 445 °C, rocas en pico de generación entre 445 - 450 °C, rocas en el final de la ventana de aceite 450 - 470 °C y rocas sobremaduras > 470 °C. El tipo de kerógeno, tiene una cierta influencia sobre estos intervalos de temperatura por lo que estos rangos expuestos pueden variar. Por otro lado, con el fin de establecer equivalencias entre el parámetro T_{máx} y la reflectancia de la vitrinita, Jarvie (2018) propuso una correlación actualizada de otra ecuación previamente propuesta por él, en la cual establece que el %Ro de la vitrinita equivalente = (0,0165 x T_{máx}) - 6,5143. Esta ecuación será ampliamente usada en el presente trabajo en el caso de aquellas rocas sin contenido en vitrinita o cuando las partículas identificadas son de carácter dudoso.

La reflectancia de la vitrinita como parámetro de madurez orgánica es relevante para la calibración de la historia térmica en los modelos de generación de hidrocarburos. El

procedimiento general para las mediciones de la reflectancia de la vitrinita, sigue los estándares de las normas ASTM D7708-14 (materia orgánica dispersa) y la Norma ISO 7404/3 (2009). Básicamente se realiza en microscopía de luz blanca reflejada (**Figura 5.5**) y con objetivos de 50 aumentos y de inmersión en aceite. La preparación de las pastillas petrográficas utilizadas para la medición de la reflectancia sigue la norma ISO7404/2 (2009). La expresión de los resultados de las medidas de reflectancia se hace en porcentaje y en forma de histograma (**Figura 5.16**). La reflectancia de la vitrinita permite definir, no solo el grado de madurez de la materia orgánica, sino el estadio diagenético en que se encuentra y con ello las fases de generación de hidrocarburos (**Figura 5.17**).

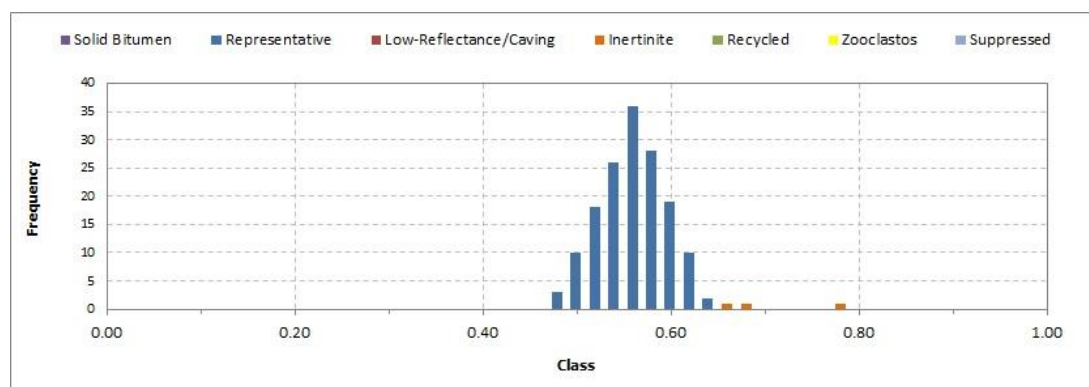


Figura 5.16. Ejemplo de histograma con los datos de reflectancia obtenidos para una muestra de una formación Colombiana, cuya media es de 0,57%Ro y la desviación estándar es de 0,04.

En cuanto a la determinación de la madurez orgánica a partir del cambio de color de los componentes orgánicos en luz blanca transmitida (complementado con la observación en modo fluorescencia) se ha utilizado la coloración de polen y/o esporas (ICE - Índice de Coloración de Esporas) y la coloración de las cutículas y/o cualquier otro material orgánico definido (IAT – Índice de Alteración Térmica). Todo ello ofrece rangos de madurez que pueden correlacionarse con la Reflectancia de la Vitrinita.

La coloración original de los esporomorfos (esporas y granos de polen) se modifica de acuerdo con la temperatura a la que fueron sometidos, tornándose más oscuros con el aumento de la misma. El índice de Coloración de Esporas (ICE) fue desarrollado por Barnard et al. (1981) y se representa en una escala de 1 a 10 con intervalos de 0,5 habiendo sido diseñado para proporcionar un aumento lineal de la temperatura con la profundidad de enterramiento (Mendonça Filho, 2007).

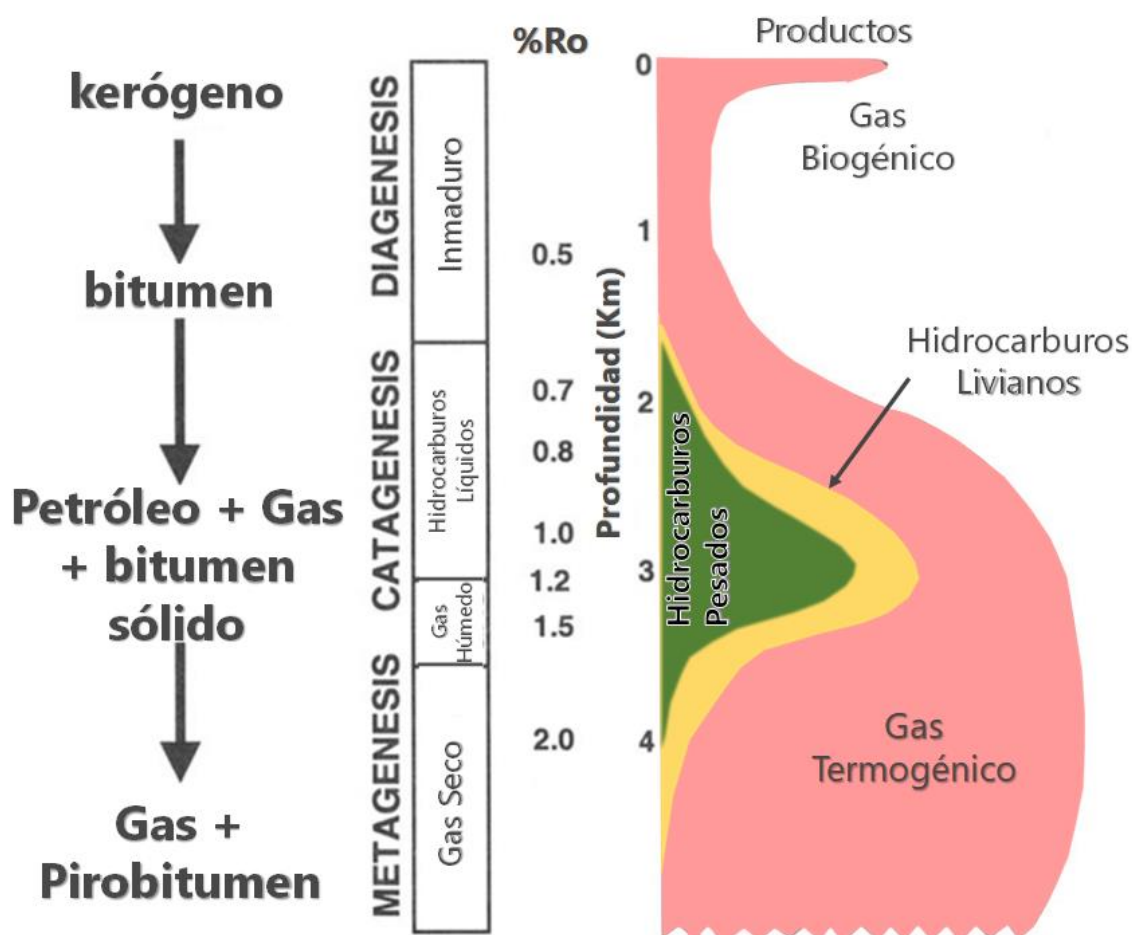


Figura 5.17. Conversión del kerógeno (diagénesis) en hidrocarburos líquidos y gaseosos (catagénesis y metagénesis) con la evolución térmica, medida por el %Ro (Reflectancia de la

Vitrinita); dicha transformación depende de la historia geotérmica y la composición química del kerógeno. Ilustración modificada de Walters et al. (2003).

Los cambios de color que presentan los palinomorfos, normalmente varían de incoloro/translúcido o amarillo pálido (ocasionalmente verdoso) a amarillo, naranja y marrón hasta el negro (opaco), de tal manera que los esporomorfos inmaduros son incoloros/crema a ámbar naranja (ICE 1,0-4,5; $R_o < 0,5$), los esporomorfos en estadios de madurez temprana son ámbar parduzco a ámbar marrón (ICE 5,0-7,0; $R_o 0,5-0,8\%$), los que se encuentran en el pico de generación de hidrocarburos líquidos, son marrón claro a marrón (ICE 7,0-8,0; $R_o 0,8-1,0\%$); en la ventana de gases condensados y gas húmedo son de color marrón a marrón oscuro (ICE 8,0-8,5; $R_o 1,0-1,4\%$) y en la ventana de gas seco y/o (rocas sobremaduras) son de color marrón negruzco a negro (ICE 9,0-10,0; $R_o > 1,4\%$),

Figura 5.18.

Staplin (1969) introdujo el Índice de Alteración Térmica (IAT) que se basa en los cambios en la coloración de la materia orgánica (Kerógeno) en función de la evolución térmica. La escala IAT se subdivide en cinco (5) etapas de metamorfismo orgánico. Los índices de 1 – 3 indican de baja a moderada madurez y 4 – 5 corresponden a un metamorfismo orgánico de fuerte a severo (Mendonça Filho, 2007).

Los primeros intentos de utilizar el IAT fueron sobre Materia Orgánica Amorfa, sin embargo, se detectó que, en yacimientos colombianos, las observaciones sobre el color de la MOA no son válidas debido a la reactividad en el kerógeno/materia orgánica y a la presencia temprana de bitumen sólido mezclado con la MOA que le proporcionaba coloraciones más oscuras. Por tal motivo, se evaluó la utilización del IAT sobre cutículas, obteniéndose buenos resultados y, por lo tanto, es el índice que se emplea en este trabajo.

EL procedimiento para estimar el IAT sobre cutículas es similar al ICE, consiste en analizar y establecer el color de las cutículas observadas en la lámina y compararlo con la carta de correlación de indicadores petrográficos de madurez térmica (**Figura 5.19**). De esta manera se establece una reflectancia de la vitrinita equivalente, obteniéndose la estimación de un rango de madurez térmica.

INDICE DE COLORACIÓN DE ESPORAS

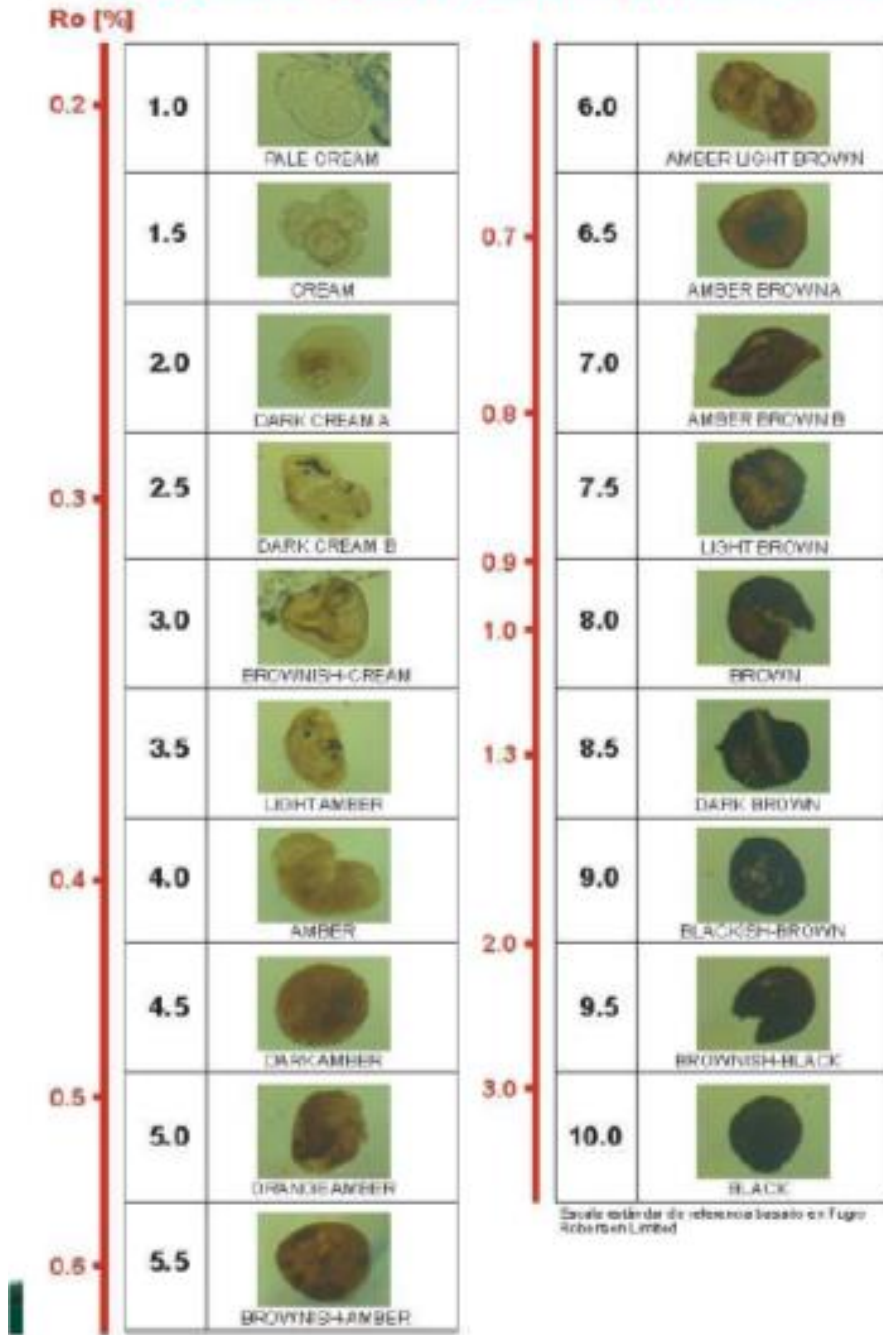


Figura 5.18. Escala ICE de referencia basada en Fugro y Robertson Limited, utilizada en la presente investigación.

VITRINITE REFLECTANCE	CHEVRON			STAPLIN ¹		ROBERTSON RESEARCH ²		JONES & EDISON ³
	(Ro %)	TAI*	COLOUR	TAI	COLOUR	SCI**		TAI
0.1								
0.2	1.5	PALE YELLOW	INMATURE			1		1.5
0.3	2.1					2		
0.4	2.3					3		
0.4	2.4	YELLOW		1.3	YELLOW	4		2.3
0.5	2.5		2.2	BROWNISH YELLOW			2.5	
0.6	2.6	ORANGE	2.3		6			
0.7	2.7				7			
0.8		DARK ORANGE	OIL	2.4				2.8
0.9				2.5		8		3.0
1.0	3.0							
1.1	3.1							
1.2		BROWN	CONDENSATE WET GAS					
1.3	3.3			3.0	BROWN			
1.4								
1.5	3.5							3.5
	3.6	DARK BROWN	3.5					3.6
2.0	3.7							3.7
	3.8							3.8
3.0								
	3.9							3.9
4.0	4.0	BLACK	DRY GAS	4.0	BLACK			4.0
5.0				5.0		10		
6.0								
7.0								

Figura 5.19. Escala IAT, basada en la carta de correlación de indicadores petrográficos de madurez térmica, establecidas por Staplin (1969); Robsertson Research (1979); Barnard et al. (1980), y Jones y Edison (1978).

5.2.4. ANÁLISIS TEXTURAL DE LA MATERIA ORGÁNICA

En los Yacimientos No Convencionales tipo *Shale Plays* (Roca Generadora), uno de los factores más importantes para la viabilización de estos recursos es conocer la porosidad orgánica, ya que ésta es la puerta y camino de los hidrocarburos dentro de la Roca Madre que también constituye el Reservorio.

La porosidad se refiere al espacio vacío en un material, también conocido como porcentaje de volumen de poros o espacio poroso, o el volumen de roca que puede contener fluidos. La Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC) define la "textura" de un sólido poroso como "*la geometría del espacio de huecos y poros*" (Sing, 1985). La porosidad (\emptyset) es la característica física más conocida de un yacimiento de petróleo, es un parámetro adimensional, generalmente reportado en porcentaje o en fracción, en este caso los límites de sus valores van de 0 a 1. Normalmente, la porosidad está afectada por aspectos como el tipo de roca, tamaño de grano, forma de las partículas, distribución de poros, cementación, historia diagenética y composición mineralógica, entre otros. En reservorios tipo *shale plays*, otros factores claves que impactan la porosidad son el contenido orgánico y la madurez térmica alcanzada por la roca, ya que están directamente vinculados a la cantidad y tipo de hidrocarburos retenidos en el espacio poroso, así como al incremento de la porosidad orgánica producto de la transformación de la materia orgánica en hidrocarburos (aceite y/o gas). Como se comentó anteriormente, la porosidad es un factor clave en la caracterización de reservorios tipo *shale plays*, ya que está directamente relacionada a los volúmenes de petróleo o gas que pueden estar presentes, y todas las operaciones de recuperación se basan en la determinación de su valor, así como la cuantificación de los recursos, de aquí la importancia de obtener valores de porosidad confiables.

En esta investigación, la textura de los materiales se caracterizó mediante la determinación de la densidad real y aparente (picnometría de He y Hg), por análisis de porosimetría de inyección de mercurio y por adsorción de gases (N₂ a -196 °C y CO₂ a 0°C). Para todos estos análisis, las muestras se trituraron a un tamaño de partícula de 1 mm y se desgasificaron durante 18h a temperatura ambiente y posteriormente 1h a 50 °C. Estas condiciones fueron seleccionadas para evitar cambios significativos en las muestras.

La densidad real de un sólido poroso se define como la masa del sólido por unidad de volumen libre de poros; se determina por desplazamiento del volumen de un fluido capaz de introducirse en el entramado poroso del sólido, sin reaccionar con la superficie de contacto. El fluido que se usa mayoritariamente es el helio, debido a su inercia química frente a la superficie de contacto y a su pequeño tamaño (diámetro efectivo del átomo de helio: 1,78 Å). La densidad real (densidad de He) de las muestras se obtuvo mediante picnometría de helio, utilizando un picnómetro Micromeritics AccuPyc 1330 (**Figura 5.20**).

La densidad aparente de un sólido se define como la masa del sólido por unidad de volumen incluyendo poros cerrados e inaccesibles; se determina por desplazamiento del volumen de un fluido que no penetre en los poros del material. En este trabajo, la densidad aparente se determinó por inmersión de la muestra en mercurio a presión atmosférica (0,1013 MPa), utilizando un equipo Micromeritics AutoPore IV serie 9500 (**Figura 5.21**), que proporcionó una presión de funcionamiento máxima de 228 MPa. A la presión máxima de trabajo (228 MPa) se determinó, también, la densidad esquelética del sólido.

La diferencia entre los valores recíprocos de las densidades aparente y real es el volumen total de poros por unidad de masa (V_T); la porosidad (\emptyset), es la relación del volumen total de poros al volumen aparente de la partícula (excluyendo espacios interparticulares):

$$V_T = (1/d_{\text{aparente}}) - (1/d_{\text{real}})$$

$$\emptyset = 1 - (d_{\text{aparente}}/d_{\text{real}})$$

La porosimetría de mercurio es una técnica adecuada para medir la distribución de tamaños de poro en el intervalo de macro y mesoporos (Sing, 1985). Se basa en el comportamiento de un fluido no mojante en el interior de capilares; el mercurio no moja la mayoría de los materiales y no penetra en sus poros por capilaridad, por lo que es necesario aplicar presión para forzar su intrusión en los poros. La ecuación de Washburn relaciona la presión aplicada y el radio de poro que se está llenando, considerando geometría de poro cilíndrica, (Washburn, 1921). La porosimetría se realizó utilizando un equipo Micromeritics AutoPore IV serie 9500 (**Figura 5.21**) siguiendo la norma ISO 15901-1 (2005); se utilizó como ángulo de contacto entre el mercurio y el material un valor de 130° y como tensión superficial del mercurio 485 dym/cm. En esta investigación, donde las muestras están como partículas de 1 mm, se ha considerado que a presión atmosférica ha tenido lugar el llenado de los huecos interparticulares, por lo que la porosimetría de mercurio permitirá cuantificar los poros entre 5,5 nm y 12 μm. Durante la porosimetría de inyección de mercurio, el aceite de alta presión, el penetrómetro, el mercurio, junto con otros componentes del sistema, experimentaron cierta compresibilidad a alta presión. Para corregir esto, se realizó un análisis en blanco utilizando el mismo penetrómetro y las mismas condiciones analíticas que en el análisis de la muestra (Juliao et al., 2014).

Los estudios de microporos y mesoporos en las muestras se realizaron por adsorción de nitrógeno a -196 °C en un equipo automático Micromeritics ASAP 2420 (**Figura 5.22**). Las muestras, a tamaño de partícula de 1 mm, se desgasificaron 18h a temperatura ambiente y posteriormente 1h a 50 °C, condiciones muy suaves para evitar cambios significativos en las muestras. Después se realizaron los ensayos obteniéndose las

isotermas de adsorción-desorción de N₂ a -196 °C siguiendo las adaptaciones de las normas ISO 15901-2 (2006) e ISO 15901-3 (2007). Las isotermas de adsorción-desorción de nitrógeno se utilizaron para calcular el área superficial específica BET (S_{BET}), utilizando el método estándar de Brunauer, Emmett y Teller (teoría BET, Brunauer y Emmett, 1938, 1940 y Brunauer, 1970), y el Volumen total de poros (V_{TOT}) a una presión relativa (p/p^0) de 0,95 y 0,99. Se consideró el valor de 0,162 nm² como área media de la molécula de nitrógeno adsorbida en la monocapa a -196°C.

La microporosidad estrecha (ancho de poro menor de 0,7 nm) de los materiales se estimó a partir de isotermas de adsorción de CO₂ a 0 °C en un equipo modelo Quantachrome NOVA 4000 (**Figura 5.23**), usando 1,023 g cm⁻³ como densidad de CO₂ adsorbido y 0,36 como parámetro β (factor de afinidad). Antes de la adsorción de CO₂, las muestras se sometieron a las mismas condiciones que las utilizadas para el análisis de adsorción de N₂. Se aplicó la ecuación de Dubinin-Radushkevich a las isotermas de CO₂ para calcular el volumen total de microporos (W_0) accesibles al adsorbato (Dubinin et al., 1947). Suponiendo que todas las moléculas correspondientes a W_0 forman una monocapa sobre las paredes de los poros del sólido, se puede calcular una superficie específica derivada de la ecuación de Dubinin-Radushkevich (S_{DR}); se utilizó el valor de 0,187 nm² como área media de la molécula de CO₂ adsorbida en la monocapa a 0°C.

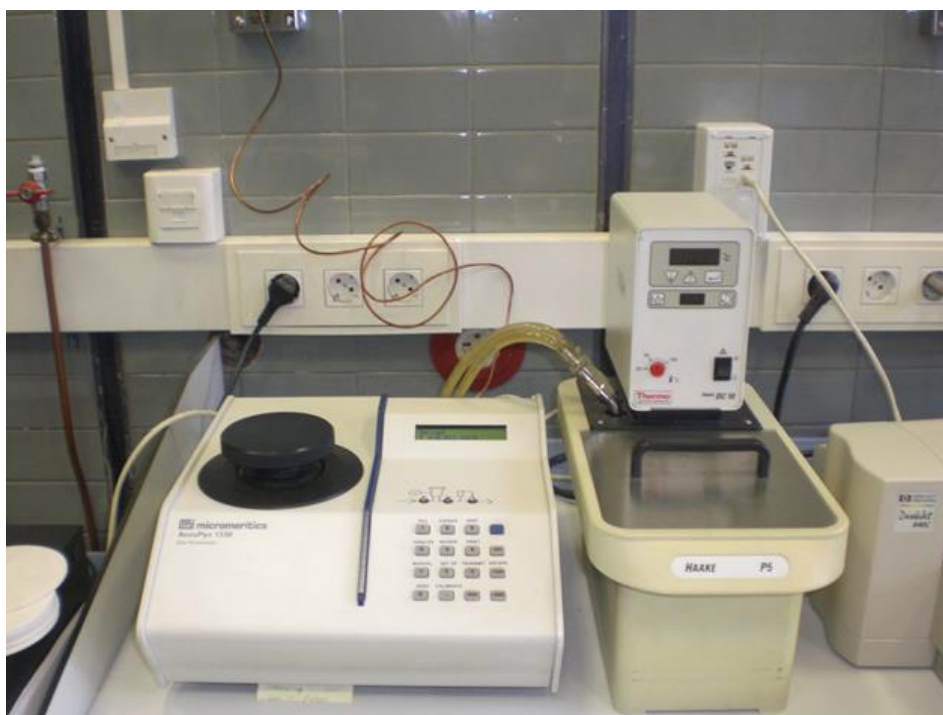


Figura 5.20. Equipo de Picnometría de helio Micromeritics AccuPyc 1330, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.



Figura 5.21. Porosímetro de Mercurio Micromeritics AutoPore IV serie 9500, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.



Figura 5.22. Equipo de adsorción de N_2 Micromeritics ASAP 2420, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.



Figura 5.23. Equipo de adsorción de CO_2 Quantachrome NOVA 4000, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.

5.2.4.1. Evaluación de la porosidad orgánica con la madurez térmica

En los Yacimientos de Roca Generadora (Yacimientos No convencionales), la roca generadora es la misma roca reservorio, y por definición están asociados a litologías con porosidades (\emptyset) y permeabilidades (K) relativamente bajas (\emptyset entre 6 y 12% y K generalmente menores a 0.1 md). La cantidad de materia orgánica y la madurez térmica alcanzada por la roca juegan un papel importante en la caracterización de este tipo de reservorio.

Para poder comprender el sistema porosidad orgánica vs madurez térmica, se optó por realizar un experimento de maduración artificial por el sistema de hidropirólisis a distintas temperaturas, de una roca generadora que permita entender la variación de la porosidad de esta roca con la evolución térmica creciente, ante la imposibilidad de obtener muestras de características geoquímicas similares (Carbono Orgánico total, TOC; potencial generador de Hidrocarburos, S₂, tipo de kerógeno, entre otros) que se encuentren en diferentes niveles de madurez térmica.

Atendiendo a la caracterización geoquímica previa y a la interpretación paleoambiental que se describe en el capítulo de resultados, se seleccionó una roca generadora del Cretácico Tardío de edad Turoniano (Turonense)-Coniaciano (Conaciense) debido a sus excelentes características geoquímicas asociadas a paleoambientes marinos de plataforma media-externa. Además, en la cuenca VMM, este intervalo cronoestratigráfico es el que presenta las características idóneas de contenido orgánico, tipo de kerógeno y madurez térmica incipiente como para seleccionar una de sus rocas y generar a partir de ella una serie de maduración térmica artificial cubriendo el intervalo de maduración que va de la ventana de generación de petróleo hasta las etapas de la ventana

de generación de gas y donde parámetros como tipo y contenido orgánico, matriz mineral, porosidad secundaria (fracturas, disolución, etc) están controlados.

La maduración artificial por hidropirólisis se realizó sobre la roca lavada, es decir, libre de hidrocarburos solubles en la matriz al ser tratada con diclorometano. Durante el proceso de hidropirólisis, la roca es sometida a calentamiento isotérmico en un reactor hermético bajo una atmósfera inerte, usando como reactivo solo agua hasta temperaturas subcríticas (290°C hasta 365°C). El procedimiento de hidropirólisis seguido en este trabajo se basa fundamentalmente en los trabajos de Lewan et al. (1979) en el cual, una masa entre 200-500 gramos de la roca seleccionada, previamente homogenizada y macerada a partículas de tamaño entre 0,5-2cm, es introducida dentro de un reactor Parr de 1 litro al que se adiciona un volumen de agua conocido, asegurando que quede por lo menos un tercio del reactor como cabeza de vacío. Las Figuras **5.24** y **Figura 5.25** muestran una imagen del reactor y un esquema del proceso y los productos obtenidos en el proceso ya que durante el calentamiento de la roca el kerógeno se transforma en petróleo líquido (aceite) y gas, productos que se recogen y cuantifican.

Al final del proceso, las rocas hidropirólizadas a distintas temperaturas se analizan siguiendo la metodología de la **Figura 5.26** para entender la evolución de sus propiedades geoquímicas y petrofísicas (porosidad) con el aumento de la madurez térmica.

Después de cada experimento de hidropirólisis, la roca pirolizada se somete nuevamente a extracción, con solventes orgánicos, de los hidrocarburos líquidos generados que no llegaron a ser expulsados y que quedaron retenidos en los espacios porosos de la roca/materia orgánica/bitumen sólido. La rocas extraídas o libres de hidrocarburos fueron analizadas siguiendo la metodología de la **Figura 5.26** para entender la evolución de sus propiedades geoquímicas y petrofísicas (porosidad) con el aumento de la madurez térmica.

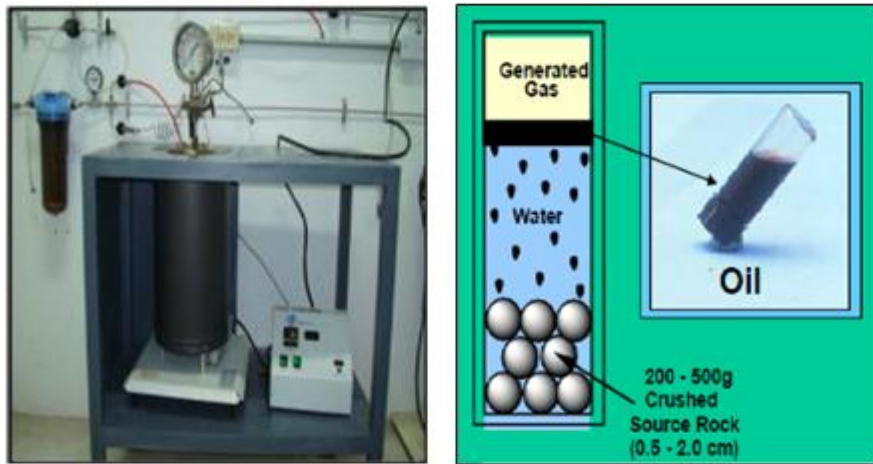


Figura 5.24. Reactor utilizado en los experimentos de maduración artificial por el sistema de hidropirólisis.

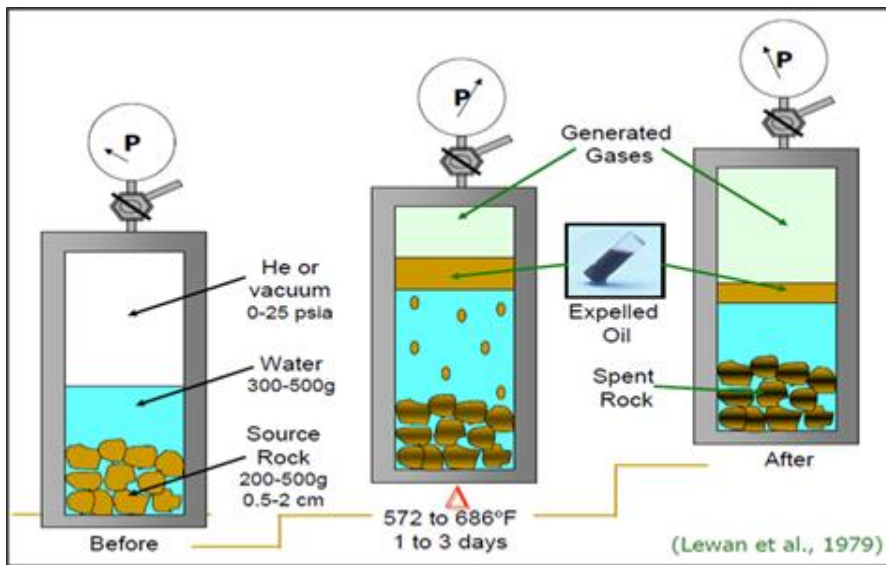


Figura 5.25. Esquemas del proceso de craqueo térmico de la materia orgánica en petróleo y gas durante los experimentos de hidropirólisis.

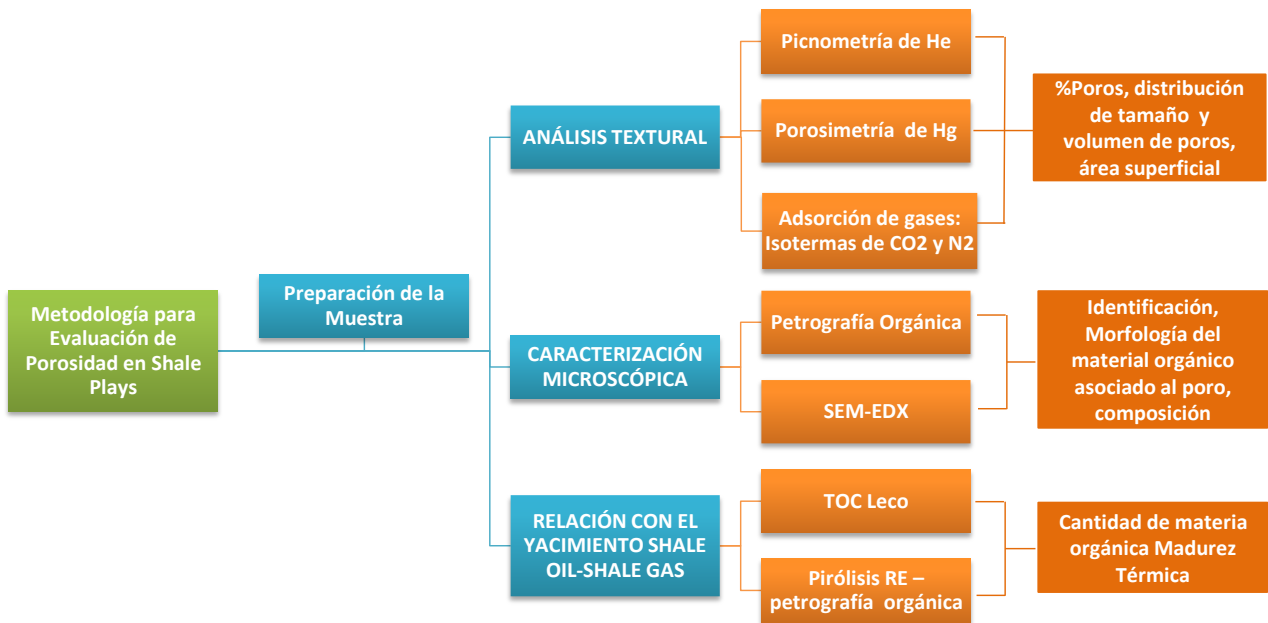


Figura 5.26. Esquema de la metodología seguida en el estudio de las rocas maduras artificialmente por el sistema de hidropirólisis.

Para la caracterización tanto geoquímica como petrológica de las rocas maduras artificialmente se siguieron los mismos procedimientos que los descritos para las muestras de los pozos. Además, estas muestras fueron caracterizadas por microscopía electrónica de barrido (SEM-EDX). Los análisis por microscopía electrónica de barrido (SEM) se realizaron en un equipo Quanta FEG 650 que lleva acoplado un EDAX Ametex Genesis Apex 4 (**Figura 5.27**). Se utilizaron los detectores de electrones retrodispersados y en modo secundario. Este último requirió de una metalización previa de la muestra.



Figura 5.27. Equipo SEM-EDX Quanta FEG 650 que lleva acoplado un EDAX Ametex Genesis Apex 4, utilizado en este estudio, propiedad del INCAR-CSIC.

6. RESULTADOS E INTERPRETACION

6.1. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROGRÁFICA DE ROCAS GENERADORAS EN LA CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA (VMM)

**La Sección 6.1 localizada en las páginas 119 a 211 tiene
carácter CONFIDENCIAL por lo que se suprimió dicha
sección de este manuscrito.**

La Sección 6.1 localizada en las páginas 119 a 211 tiene carácter CONFIDENCIAL por lo que se suprimió dicha sección de este manuscrito.

6.2. CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL MEDIANTE EL ANALISIS DE PALINOFACIES DE ROCAS GENERADORAS EN LA CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA (VMM)

El término Palinofacies define una asociación de materia orgánica sedimentaria (MOS) propia de un ambiente natural determinado, en la cual están registradas las condiciones ecológicas que controlaron el depósito de los sedimentos que la contienen, por lo cual, los análisis de palinofacies permiten hacer reconstrucciones paleoambientales y paleoecológicas. Adicionalmente, las palinofacies permiten establecer los tipos predominantes de materia orgánica/kerógeno a partir de abundancias relativas de partículas sedimentarias. El estudio de las palinofacies es una herramienta de gran utilidad en procesos de caracterización de rocas generadoras, cuyos resultados, integrados con datos geoquímicos, permiten la identificación de intervalos de interés para yacimientos de hidrocarburos.

El primer paso en los análisis de palinofacies es realizar un reconocimiento, descripción y conteo de las partículas de materia orgánica, que se recuperan después de un procesamiento químico de la roca, en lámina delgada. Esto permite obtener la composición de la materia orgánica contenida en la roca que se estudia. Con los datos obtenidos se realizan pruebas de estadísticas multivariada tipo clúster, con el fin de reconocer relaciones y establecer agrupamientos discretos basados en las características (porcentaje y composición) de los componentes orgánicos de la muestra en estudio. Para identificar las divisiones en las secciones estudiadas, se utiliza el análisis clúster modo R (agrupamiento de grupos de kerógeno) que permiten establecer las palinofacies, y el análisis clúster modo Q (agrupamiento de muestras) que revelan las diversas tendencias de los grupos de kerógeno. El análisis clúster fue realizado usando el software gratuito PAST v17 (PALaeontological STatistics) desarrollado por Geological Museum Copenhagen, y el software STATISTICA (1984-2000). Los datos brutos fueron porcentualizados y posteriormente normalizados para poder representar las tendencias y la relación de cada componente en particular con respecto al total de las partículas contadas. Con los datos porcentuales se utilizó el programa PAST v17, el clúster modo R, usando el método de Ward con distancia Euclidiana y un *bootstrap* (bt – herramienta informática o método estadístico) de 100 repeticiones. El clúster modo Q también se realizó con el programa PAST, pero usando los datos normalizados de los promedios para que el agrupamiento tenga una mayor coherencia, con el clúster modo R y el algoritmo de pares de grupos con distancia de correlación, y restricción estratigráfica (agrupamiento de muestras a través de la columna estratigráfica). Los resultados se exponen en dendrogramas, los cuales fueron combinados en diagramas de dos vías, y corroborados por un diagrama de palinofacies obtenido con el Programa C2.

Para finalizar, las asociaciones obtenidas son representadas en diagramas ternarios para establecer los ambientes de sedimentación y sus características. Esto ha permitido definir las asociaciones palinofaciales para cada intervalo de tiempo en el registro sedimentario, el Cretácico, considerado en este trabajo, con el fin de establecer correlaciones paleoambientales que permitan identificar el comportamiento de la materia orgánica tanto vertical como lateralmente en la cuenca VMM.

6.2.1. PALINOFACIES DEL CRETÁCICO TEMPRANO: INTERVALO APTIANO (APTIENSE) – ALBIANO (ALBIENSE)

El análisis de palinofacies del intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), se realizó en los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4 y EST-5. El pozo EST-6 no fue evaluado debido a la no disponibilidad de muestra para tal fin, ya que en este pozo las muestras corresponden a ripios (recortes de perforación). La selección de muestras en los pozos que, sí se evaluaron, se realizó de acuerdo con los siguientes criterios:

- %COT: Se seleccionaron muestras con los mayores contenidos orgánicos que tuvieran un espaciamiento similar entre ellas.
- Litología: Se intentó asegurar el muestreo en zonas de variación de la litología.
- Disponibilidad de muestra.

El primer paso en esta evaluación consistió en el contaje de 300 partículas orgánicas de 251 muestras en total, distribuidas como sigue: 3 muestras para el pozo EST-1, 19 muestras para el pozo EST-2, 83 muestras para el pozo EST-3, 73 muestras para el pozo EST-4 y 38 muestras para el pozo EST-5. El conjunto total de datos de palinofacies de los pozos, fue organizado en las siguientes 15 categorías: (1) MOA F: Materia Orgánica Amorfa Fluorescente; (2) MOA NF: Materia Orgánica Amorfa no fluorescente; (3) PsA: Materia

Orgánica Pseudoamorfa; (4) FitOA: Fitoclasto Opaco Acicular; (5) FitOE: Fitoclasto Opaco Equidimensional; (6) FitTB: Fitoclasto Translúcido Bio-estructurado; (7) FitTNB: Fitoclasto Translúcido No bio-estructurado; (8) Cutículas; (9) Polen; (10) Esporas; (11) Algas marinas indiferenciadas; (12) Dinoflagelados; (13) FTL: Foram Test Lining; (14) Huevos de copépodo, y (15) Pellets fecales; cada una de ellas, se describe seguidamente:

- (1) MOA F: La materia orgánica amorfa fluorescente es el resultado de la degradación bioquímica de los constituyentes "particulados", estructurados, terrestres o acuáticos. Son partículas sin estructura interna definida y con límite indefinido; según Ercegovac & Kostić (2006) la mayor porción de materia orgánica en sedimentos de roca generadora se encuentra en forma de kerógeno amorfo (Amorphinite). La caracterización de la MOA es fundamental en la evaluación de la roca madre y en la reconstrucción de las condiciones de sedimentación. Se asocia a ambientes marinos. Diversos estudios sobre la MOA en ambientes sedimentarios variados, de alta y baja energía e inclusive anóxicos (Masran & Pocock 1981; Pocock et al. 1988; Boulter 1994), han demostrado que la MOA es más abundante en ambientes tranquilos (de baja energía). Por otro lado, la materia orgánica amorfa (MOA F) es fluorescente en estados inmaduros y va perdiendo su fluorescencia con el aumento de la madurez térmica debido a la liberación de hidrógeno en forma de hidrocarburos.
- (2) MOA NF: La materia orgánica amorfa no fluorescente posee la misma definición descrita anteriormente, sin embargo, en este caso, la MOA no tiene fluorescencia. Lo anterior, puede ser el resultado de la MOA F que ha perdido fluorescencia por efecto de la madurez térmica o debido a la degradación bioquímica de constituyentes particulados terrestres (leños o fitoclastos).
- (3) PsA: La materia orgánica pseudoamorfa también puede tener dos orígenes. Puede derivar de la oxidación de material leñoso translúcido, y puede poseer algunos

contornos angulares o rectos (Tyson, 1995; Carvalho et al., 2013); pero también puede ser el producto de la materia orgánica amorfa entremezclada con el bitumen sólido (el cual puede estar disperso y/o a manera de placas; en este último caso puede confundirse con fitoclastos). La materia orgánica pseudoamorfa identificada en este estudio corresponde a la última situación descrita.

- (4) FitOA: El grupo de los fitoclastos opacos está constituido por material leñoso opaco, oxidado, muy oscuro. Son fragmentos, de contorno angular, sin estructura interna identificable. El tamaño y la forma de los restos vegetales opacos, son utilizados para descifrar tendencias proximal-distal y transgresivo-regresivo. En depósitos distales, los fitoclastos opacos aciculares poseen formas alargadas y afiladas y son muy abundantes (Steffen & Gorin, 1993).
- (5) FitOE: Estas partículas se caracterizan por presentar formas con bordes definidos y similitud en sus dimensiones. Son características de depósitos proximales, en los cuales, las partículas grandes en forma de lámina son muy abundantes (Steffen & Gorin, 1993) o exhiben una gran variedad de tamaños en las partículas (Tyson, 1993; Tyson & Follows, 2000). Los fragmentos pequeños equidimensionales son característicos de los depósitos distales.
- (6) FitTB: Son elementos que presentan un aspecto translúcido en luz natural transmitida, y corresponden a fragmentos no oxidados, en general envolturas celulares ligno-celulósicas, los cuales presentan un aspecto relativamente fresco, de color marrón claro u oscuro y conservan la morfología característica de los tejidos vegetales. En los fitoclastos bioestructurados, la estructura celular es identificable (estomas, traqueidas). Generalmente se trata de células epidérmicas o de fragmentos de madera.
- (7) FitTNB: Corresponde a la definición descrita para el FitTB pero con ausencia de estructura celular.

- (8) Cutículas: La capa cuticular es la parte más externa de la epidermis de los tejidos expuestos de plantas superiores (Tyson, 1995). Las cutículas presentan un patrón celular definido, aunque en algunos casos podrían verse afectadas por procesos de degradación. Según Tyson (1995), y Batten (1996), las cutículas son más típicas de ambientes fluvio-deltaicos, prodelta y facies estuarinas; las cutículas se preservan en ambientes de baja energía habiendo sido enterrados rápidamente antes de ser oxidados. Sin embargo, Boulter & Riddick (1986) sugieren que las cutículas son más abundantes en los sistemas de alta energía y gran depósito. Gastaldo (1994) sugiere la utilidad de las cutículas para discriminación de facies.
- (9) Polen: Es el gameto masculino de Gymnospermas y Angiospermas. Son Palinomorfos con morfología de simple a compleja, presentan formas usualmente esféricas a subesféricas de pared estratificada, con muchos tipos de ornamentación y aperturas.
- (10) Esporas: Producidas por el grupo Pteridophyta. Presentan formas circulares y triangulares; pueden ser de tipo trilete con tres lesuras; o de tipo monolete, con una lesura; la ornamentación es variada o bien no se presenta.
- (11) Algas marinas: Este grupo está representado por quistes de dinoflagelados, de acritarcos y de algas de prasinofitas. La productividad marina de estos organismos está controlada principalmente por la disponibilidad en nutrientes, el clima y las condiciones físico-químicas en la zona fótica (Bombardièrè & Gorin, 1998).
- (12) Dinoflagelados: Estas son algas planctónicas marinas de la división Pyrrophyta o Dinophyta que se encuentran en estado fósil en forma de quistes; su tamaño varía entre 20-500 μm , por lo cual se las incluye dentro del microplancton. Los Dinoflagelados vivos son protistas, principalmente planctónicos que se mueven en el agua gracias a dos flagelos desiguales, y contienen pigmentos rojo-anaranjados; están protegidos (excepto los Gimnodinales) por un grueso caparazón o teca, de

naturaleza celulósica, formado por placas poligonales o tecales, unidas a lo largo de secciones lineales conocidas como suturas. La forma en la cual están distribuidas las placas tecales, constituye la tabulación de la capsula que es la característica de cada género o especie. Estas algas, son las principales productoras de la biomasa en la zona fótica de los océanos. La distribución geográfica de las especies modernas está controlada por la latitud, el hidrodinamismo de los océanos y la disponibilidad de nutrientes (Dale 1976, 1983). Un control ecológico sobre la abundancia relativa de los principales grupos morfológicos (proximados, corados, cavados) no está claramente demostrado. Normalmente un cambio en las condiciones de depósito conlleva un cambio brusco en la diversidad específica de los dinoflagelados. La abundancia de los dinoflagelados aumenta hacia la zona distal (Davey 1970; Wall et al. 1977; Habib et al. 1994; Tyson 1995) pero la diversidad específica no siempre es un signo indicador de condiciones marinas francas. En los medios marinos carbonatados, los dinoflagelados son abundantes en las palinofacies enriquecidas en materia orgánica amorfa (Habib et al. 1994).

- (13) FTL: Hace referencia al remanente orgánico de los microforaminíferos después de haber dejado la conchilla, Stancliffe (1996) en Jansonius (2002). Los FTL están formados por tejidos quitinosos, y son un indicador fiable de condiciones marinas, el único reporte de estos palinomorfos en sedimentos terrestres probablemente resulte del retrabajamiento de sedimentos marinos (Traverse & Ginsburg, 1967). Los FTL están ausentes en la mayoría de los sedimentos deltaicos y en la mayor parte de los sedimentos prodeltaicos de la zona litoral. En los sedimentos de aguas someras se encuentra en la actualidad en mayor porcentaje (15–45% de todos los palinomorfos). Powell et al. (1990) encontró un alto porcentaje de FTL depositados en sedimentos laminados bajo condiciones subóxicas sobre los márgenes peruanos; esto se

correlaciona con una alta relación de dinoflagelados tipo peridinoide a gonyaulacoide, una abundancia de materia orgánica amorfa, la ausencia de bioturbación y bajas paleotemperaturas, todas indicadoras de depósito durante episodios de un upwelling activo cuando el mínimo de oxígeno podría haber sido más intenso.

(14) Huevos de copépodo: Microfósiles de pared orgánica correspondientes a huevos de crustáceos planctónicos. Los copépodos son un grupo de crustáceos acuáticos. Hay cerca de 12.000 especies conocidas. Son considerados los organismos más abundantes del zooplancton de las aguas costeras y tropicales (Carvalho, 2012).

(15) Pellets fecales: Los pellets fecales son producidos por copépodos en tasas tan altas de hasta 200 pellets /día; la tasa de egestión (expulsión) se incrementa con la concentración de alimento (Gaudy, 1974 en Honjo & Román, 1978).

Una vez identificados los componentes y finalizado el conteo, los datos fueron transformados en datos porcentuales y normalizados respecto al total de los componentes orgánicos identificados para poder realizar el análisis estadístico. El primer paso consistió en la generación del clúster modo R (**Figura 6.56**), que muestra los datos normalizados, y que revelan la existencia de 4 palinofacies (P1-P4).

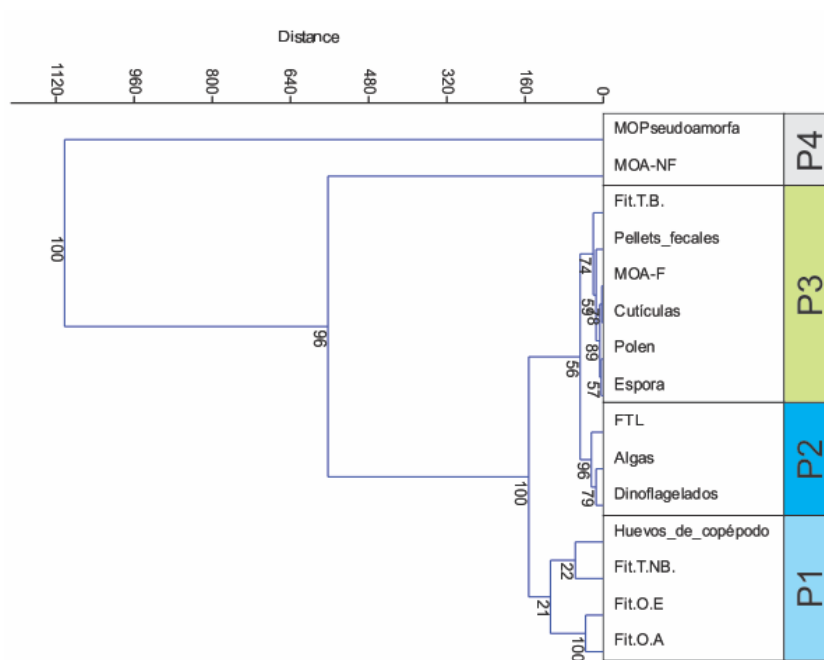


Figura 6.56. Clúster Modo R obtenido usando el software libre Past. Dendrograma después de un *Bootstrap* (método estadístico de distribución de muestras) de 1000 repeticiones mediante el método de Ward con un Coeficiente de Correlación de 0,9921.

El clúster refleja en el interior del dendrograma tres grupos bien definidos (P1, P2 y P3), como dos ramas más externas y separadas del resto donde se encuentran las categorías MOA NF y PsA, que tienen afinidad orgánica y a efectos del análisis de los datos se unió en la Palinofacies 4 (P4).

Palinofacies 1 (P1): Catalogada como una facies Marina Transicional, está constituida por fitoclastos opacos, fitoclastos translúcidos no bioestructurados y huevos de copépodo. Con 8,67% del promedio de las partículas contadas es la segunda palinofacies más abundante.

Palinofacies 2 (P2): Catalogada como facies Marina †, está compuesta por dinoflagelados, algas y foraminíferos. Es la palinofacies más marina y contiene un 1,84% del promedio de las partículas contadas. Es una de las menos abundantes.

Palinofacies 3 (P3): Catalogada como facies Transicional I, con un 1,07% del total de las partículas es la menos abundante de las palinofacies y corresponde a esporas, cutículas, polen, MOA F, fitoclastos translúcidos bioestructurados y pellets fecales.

Palinofacies 4 (P4): Catalogada como facies Marina II, es la más representativa con un 88,45% del contenido total de partículas y está constituida por MOA NF y PsA.

Con las palinofacies establecidas (los datos se presentan en el **Anexo 3**) para todas las muestras consideradas en los 5 pozos antes mencionados, cada pozo fue analizado atendiendo a estas palinofacies generales identificadas, con el fin de establecer los intervalos de palinofacies mediante el análisis estadístico multivariado de clúster Modo Q con restricción estratigráfica realizado en el programa Past. Los resultados obtenidos fueron corroborados mediante el uso del software libre C2, que esboza los diferentes intervalos encontrados. La integración de las palinofacies en todos los pozos permitió correlacionar los intervalos identificados para facilitar la interpretación paleoambiental de la secuencia Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense) en la cuenca VMM.

6.2.1.1. Palinofacies Pozo EST-1

Se analizaron 38 muestras del intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense) en el pozo EST-1. En este pozo no se ha encontrado la palinofacies 2, establecida en el clúster modo R general. El Clúster modo Q para este pozo, sugiere la alternativa más estable con un coeficiente de correlación de 0,9734 usando el método de grupos pareados con distancia euclidiana. Mediante el programa C2 (**Figura 6.57**), se observan en general tres intervalos de palinofacies: el intervalo 1 que presenta una mezcla de las palinofacies 1, 3 y 4, con predominio de la palinofacies 4; el intervalo 2 presenta un predominio de la palinofacies 4 con un ligero aporte de la palinofacies 1, y el intervalo 3 que presenta un

predominio de la palinofacies 4 con locales aportes de las palinofacies 1 y 3, **Figura 6.57**. En esta figura además, se puede observar que en el intervalo 1 (localizado en la base de la secuencia) se localizan los valores más bajos de %COT (TOC-LECO) y el mayor aporte de las palinofacies 1 y 3 (materia orgánica terrestre y marina somera), sugiriendo por lo tanto, una menor preservación (bajo %COT) de la materia orgánica de acuerdo con unas condiciones más óxicas. Por el contrario, el intervalo 2 (parte media de la secuencia) se encuentra asociado a los mayores contenidos orgánicos (>5%COT) y se relaciona con un predominio de la palinofacies 4 (condiciones marinas en las que predomina la materia orgánica amorfa y pseudoamorfa). El intervalo 3 (techo de la secuencia) presenta características similares al intervalo 2, con aportes locales de la palinofacies 3 (afinidad transicional - materia orgánica terrestre y marina somera) con contenidos orgánicos de buenos a excelentes.

6.2.1.2. Palinofacies Pozo EST-2

Se analizaron 19 muestras para el intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense) en el Pozo EST-2. En general, las partículas encontradas (**Figura 6.58**), presentan una buena preservación y debido a una relativamente baja madurez térmica hacia el techo, las partículas fueron fácilmente identificadas. Sin embargo, hacia la base de la secuencia, las partículas se encuentran menos preservadas (bordes difusos) de acuerdo con un incremento de la madurez térmica comparativamente con lo descrito para el techo de la secuencia sedimentaria. En la base de la secuencia también se observó un incremento en el contenido en bitumen sólido entremezclado con la materia orgánica, lo cual hizo particularmente difícil la identificación de las partículas estructuradas, en especial los dinoflagelados y las algas. Por esta razón, durante el contaje, fue necesario utilizar la microscopía de fluorescencia para asegurar la buena identificación de los componentes

orgánicos. Las particularidades encontradas durante el establecimiento de las palinofacies para este pozo EST-2 fueron las siguientes:

- En el intervalo situado a la profundidad de 11280-11790 pies (3438-3594 m), es notorio el dominio de MOA NF junto a PsA. Los palinomorfos son escasos y la fluorescencia es ocasional, y se encuentra restringida a los palinomorfos marinos.

- En el intervalo localizado a la profundidad de 12240-13020 pies (3731-3968 m), existe un predominio de MOA NF y PsA, y se observan algunos elementos continentales particulados.

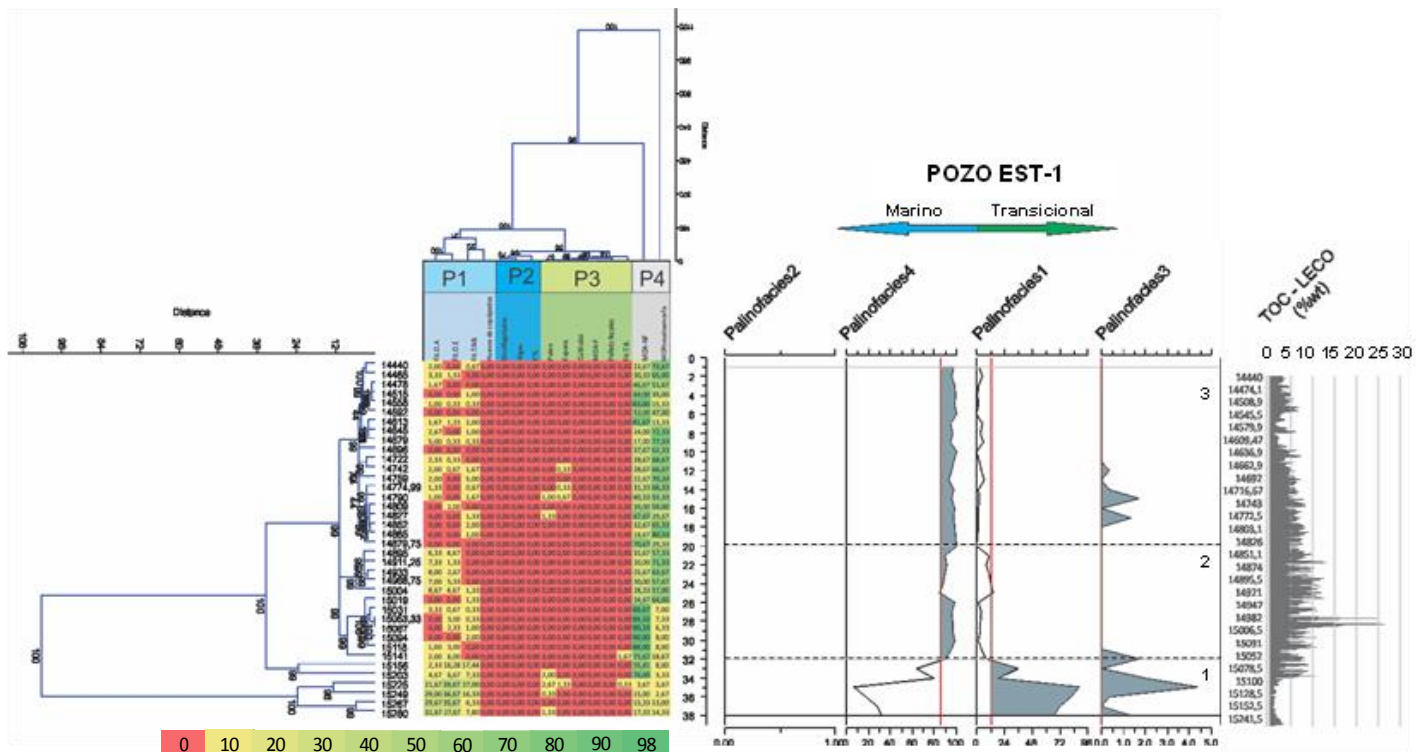


Figura 6.57. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-1, en el intervalo Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense). De izquierda a derecha se presenta el clúster modo Q con restricción estratigráfica seguido de los diagramas generados para intervalos de palinofacies en el programa C2. A la derecha se incluye en %COT (Contenido Orgánico Total, TOC-LECO). La profundidad situada al lado de los datos de COT (TOC-LECO) está dada en pies; 1 pie = 0,3048 m.

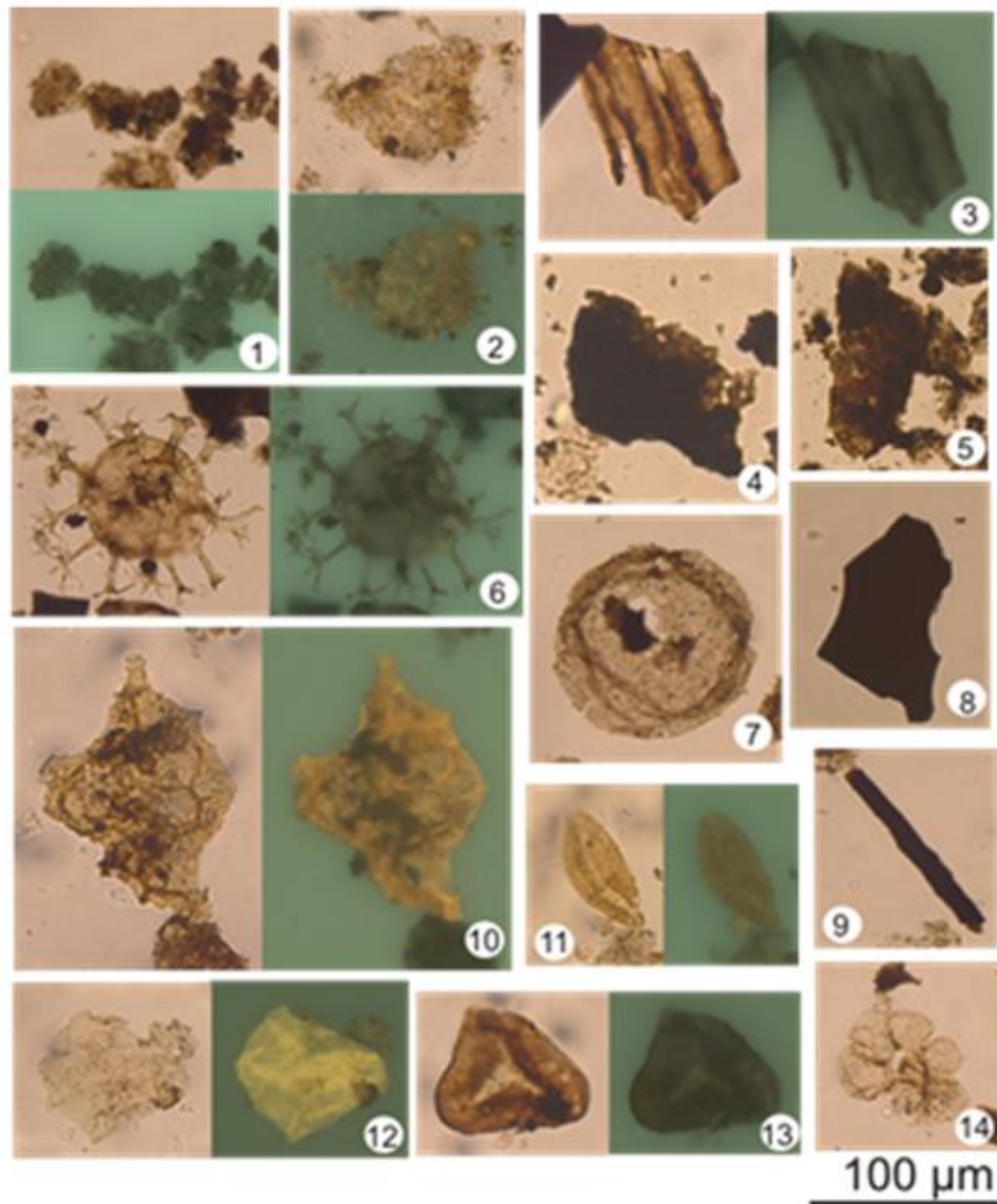


Figura 6.58. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-2, en el intervalo Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense). 1. Materia Orgánica Amorfa No fluorescente (MOA NF); 2. Materia Orgánica Amorfa Fluorescente (MOA F); 3. Fitoclastos Translúcidos Bioestructurados (FitTB); 4. Fitoclastos Translúcidos No Bioestructurados (FitTNB); 5. Materia Orgánica Pseudoamorfa (PsA); 6. Dinoflagelados; 7. Huevos de copépodos (Crustáceos); 8. Fitoclastos Opacos Equidimensionales (FitOE); 9. Fitoclastos Opacos Aciculares (FitOA); 10. Cutículas; 11. Polen; 12. Algas marinas; 13. Espora; 14. Foram Test Lining (FTL).

El clúster modo Q (restricción estratigráfica – agrupamiento vertical) presentó un Coeficiente de Correlación 0,8362 y se obtuvo usando el método estadístico de grupos pareados y algoritmo de Gover (seleccionados del software Past). Se observan 3 intervalos claros tanto en el diagrama de C2 como en el clúster (**Figura 6.59**). El intervalo 1, presenta una mezcla de las 4 palinofacies con predominio de la palinofacies 4 (ver porcentajes de abundancia); el intervalo 2 presenta un predominio de la palinofacies 4 con un ligero aporte de la palinofacies 1 y un mínimo aporte de las palinofacies 3 y 2, y, por último, el intervalo 3 presenta un predominio de la palinofacies 4 con mínimo aporte de las palinofacies 1, 3 y 4, **Figura 6.59**. Se puede observar hacia la base del intervalo Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense) un comportamiento similar al descrito para el pozo EST-1, donde se aprecia que los valores de %COT más bajos están asociados a un mayor aporte de material transicional y continental (condiciones óxicas). El intervalo 2 está relacionado con los mayores contenidos orgánicos (>4%COT) y se encuentra asociado a un predominio de materia orgánica marina con menores aportes de materia orgánica terrestre (fitoclastos traslúcidos y opacos). El intervalo 3 (techo de la secuencia sedimentaria) posee un comportamiento similar al intervalo 2, notándose además que donde se incrementa el aporte terrestre, se presenta una disminución en el contenido orgánico.

6.2.1.3. Palinofacies Pozo EST-3

Se analizaron 83 muestras para el intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), en el pozo EST-3. Aquí, la materia orgánica sedimentaria está compuesta principalmente por MOA y PsA, y a lo largo de toda la secuencia se observan oscilaciones entre el predominio de una respecto a la otra. Se detectaron partículas orgánicas de origen continental, restringidas a la parte alta de la secuencia donde además de fitoclastos fueron identificados algunos palinomorfos terrestres como granos de polen y esporas. Los dinoflagelados y otras algas marinas también se identificaron junto con palinomorfos terrestres, y algo de MOA F. El reconocimiento de los palinomorfos en este pozo ha sido difícil debido al alto grado de madurez térmica que ha afectado a las partículas orgánicas (**Figura 6.60**) y que han tenido que reconocerse usando la microscopía en modo fluorescencia. A nivel general para este pozo se pudo observar:

- Intervalo localizado a la profundidad de 9073,5 - 9231,5 pies (2766 – 2814 m) (17 muestras): se han observado algunas algas con fluorescencia de baja intensidad, así como pocos cúmulos de MOA F (color naranja oscuro). Existen quistes de dinoflagelados no fluorescentes por estar alterados térmicamente. En este intervalo se han registrado algunas esporas y granos de polen sin fluorescencia y alterados térmicamente; las esporas presentan una pared gruesa y una coloración café oscuro. Existe una buena representación de lo que parecen ser huevos de copépodos, existiendo muestras con dominio de estos elementos.

- Intervalo localizado a la profundidad de 9238,5 - 9886,5 pies (2816 – 3013 m) (66 muestras): se caracteriza por no contener materia orgánica fluorescente, y por la oscilación entre el contenido de materia orgánica pseudoamorfa y MOA NF. De igual manera se

observa una tendencia general en el aumento en el contenido de la materia orgánica amorfa hacia la base de la secuencia como resultado de la alteración térmica, esto se evidencia por la presencia de bitumen en forma de "fibras". Es común en algunos intervalos de la secuencia sedimentaria la presencia de cámaras sueltas de foraminíferos con bitumen sólido en su interior.

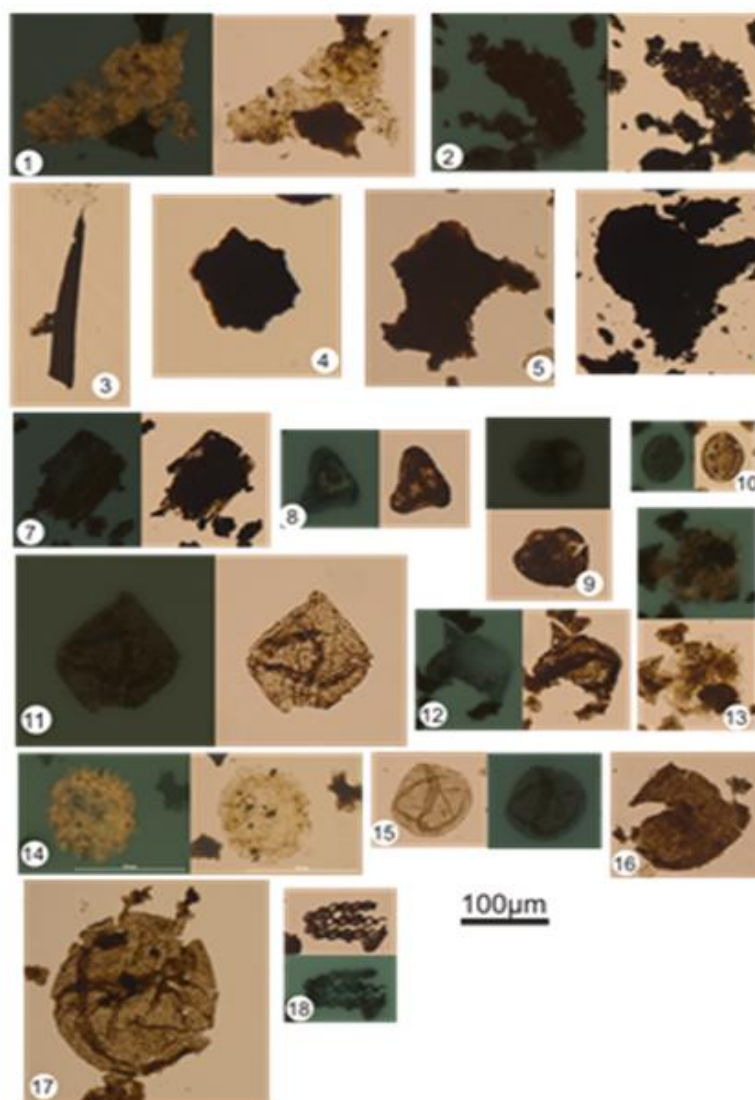


Figura 6.60. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-3; 1. Materia Orgánica Amorfa Fluorescente (MOA F); 2. Materia Orgánica Amorfa No fluorescente (MOA NF); 3. Fitoclastos Opacos Aciculares (FitOA); 4. Fitoclastos Opacos Equidimensionales (FitOE); 5.

Fitoclastos Translúcidos No Bioestructurados (FitTNB); 6. Materia Orgánica Pseudoamorfa (PsA); 7. Fitoclastos Translúcidos Bioestructurados (FitTB); 8-9. Espora; 10. Grano de polen; 11-12. Dinoflagelados; 13-14. ¿Algas marinas?; 15-17. Huevos de copépodos (Crustáceos); 16. Pellets fecales; 18. Evidencia de alteración térmica del material orgánico (bitumen).

En el pozo EST-3, no hay evidencia de la palinofacies 2, establecida en el clúster modo R general. El Clúster modo Q para este pozo, sugiere la alternativa más estable con un coeficiente de correlación de 0,808 usando el método de grupos pareados con algoritmo de correlación. Mediante el programa C2 (**Figura 6.61**), se observa que los datos no presentan variaciones bruscas o relevantes. El intervalo 1 (aprox. 15 pies: 4,6 m) refleja una mezcla de las palinofacies 1 y 4; el intervalo 2 sugiere un predominio de la palinofacies 4 con mínimos aportes de las palinofacies 1 y 3; por último, en el intervalo 3 existe un dominio de la palinofacies 4 con importante aporte de la palinofacies 1 y escaso aporte de la palinofacies 3, **Figura 6.61**. A diferencia de los pozos EST-1 y EST-2, aquí el componente transicional es mucho mayor (palinofacies 1 y 3) en toda la secuencia. Sin embargo, se puede notar que los valores más altos de COT (>4%) se asocian a intervalos que contienen un mayor aporte de la palinofacies 2 (intervalo 2, **Figura 6.61**). También se debe resaltar, que, en términos generales, los contenidos orgánicos para este pozo son de muy buenos a excelentes, y que los menores valores de %COT, se presentan en los intervalos 1 y 3, (2-8%COT), asociados a incrementos en las palinofacies 1 y 3. Asimismo, se puede notar que al igual que en el pozo EST-2, donde se incrementa el aporte terrestre (palinofacies 3), hay una disminución sustancial del contenido orgánico.

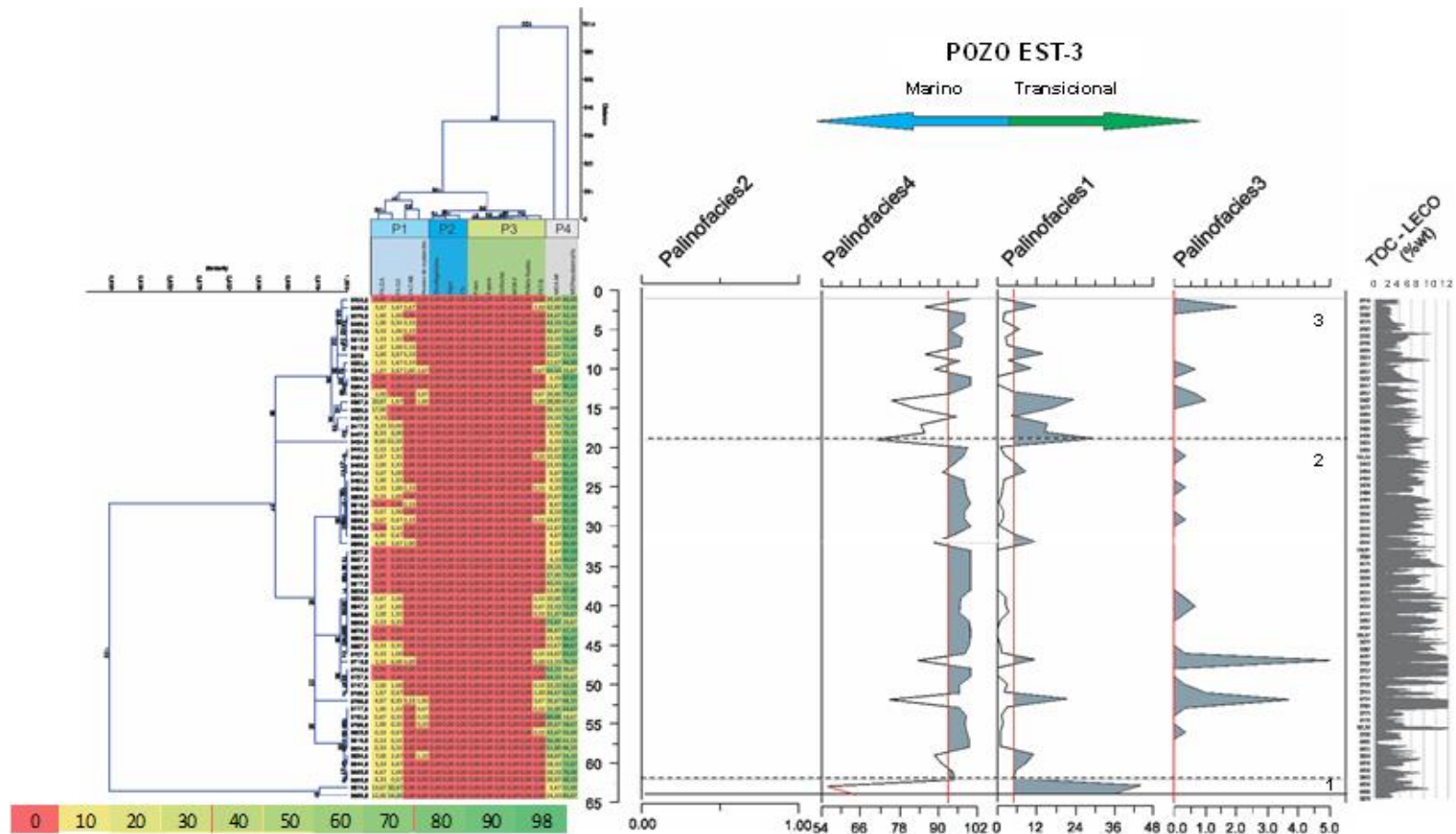


Figura 6.61. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-3. De izquierda a derecha se presenta el clúster modo Q con restricción estratigráfica seguido de los diagramas generados para intervalos de palinofacies en el programa C2. A la derecha se incluye en %COT (Contenido Orgánico Total). La profundidad está dada en pies; 1 pie = 0,3048 m.

6.2.1.4. Palinofacies Pozo EST-4

Se analizaron 73 muestras para el intervalo Aptiano-Albiano en el Pozo EST-4. La materia orgánica de este pozo, presenta buen estado de preservación y se observa material particulado en algunos intervalos (**Figura 6.62**). La materia orgánica sedimentaria se corresponde con un depósito marino, evidenciado por la presencia de cámaras sueltas de foraminíferos y huevos de copépodo, detectados a lo largo de la secuencia. En general, existe un dominio de PsA y MOA NF, no hay fluorescencia, todo el material presenta un color café oscuro y hay evidencias de alteración térmica, lo que hace más difícil la identificación de los componentes orgánicos.

En el intervalo localizado a las profundidades de 9454,5 - 9518,5 pies (2882 – 2901 m), se reconoce un aporte continental donde son comunes los palinomorfos terrestres (polen y esporas). En el intervalo situado a las profundidades de 9683,5 – 10087,5 pies (2952 – 3075 m), se observa un aumento progresivo en el contenido de MOA NF y PsA, ésta última debido al progresivo craqueo térmico que tiende a descomponer el material orgánico, siendo común el bitumen sólido. Asimismo, se observan algunos elementos como cámaras sueltas de foraminíferos, huevos de copépodo y algunos pellets fecales, éstos últimos pueden estar asociados debido a que los huevos de copépodos corresponden a huevos de crustáceos y los pellets fecales corresponden al producto de la egestión de dichos animales, tal y como se explicó al inicio de este capítulo. En el intervalo localizado a las profundidades de 10092,5 - 10242,5 pies (3076 – 3122 m), se observan algunas esporas y esporádicamente granos de polen sin fluorescencia y otros elementos marinos como dinoflagelados y algas, aparte de los ya descritos, cámaras sueltas de foraminíferos, pellets fecales y huevos de copépodos. Las últimas cinco muestras, correspondientes a la base de la secuencia, tienen en general un bajo recuperación de

materia orgánica sedimentaria asociada a bajos contenidos orgánicos ($COT < 0.5\%$) (**Figura 6.2**) y es de tipo MOA NF con algunos fitoclastos opacos (**Figura 6.62**).

Para el pozo EST-4, el clúster modo Q usando el algoritmo de Gover para el método de grupos pareados presenta la solución más estable con un coeficiente de correlación de 0,8362 después de un *bootstrap* de 1000 repeticiones. En la **Figura 6.63** se observa una división en tres intervalos. El intervalo 1, presenta un predominio de las palinofacies 4 y 1, con locales aportes de las palinofacies 2 y 3. El intervalo 2, dominado principalmente por la palinofacies 4, con mínimo aporte de la palinofacies 1 y locales aportes de las palinofacies 2 y 3; y, por último, el Intervalo 3 presenta un predominio de la palinofacies 2, con mínimo aporte de las palinofacies 1 y 3, y escaso aporte de la palinofacies 4. En la **Figura 6.63**, se puede observar un comportamiento similar al pozo EST-3, con aportes de las palinofacies 1 y 3 a lo largo de toda la secuencia sedimentaria en proporciones variables. Los intervalos 1 y 3 (base y techo de la secuencia sedimentaria Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), presentan los valores menores de contenido orgánico ($\%COT < 2$), asociados a los aportes mayores de fitoclastos traslúcidos, huevos de copépodos y pellets fecales, mientras que los mayores contenidos orgánicos ($\%COT > 4$) se encuentran asociados al predominio de materia orgánica amorfa y pseudoamorfa.

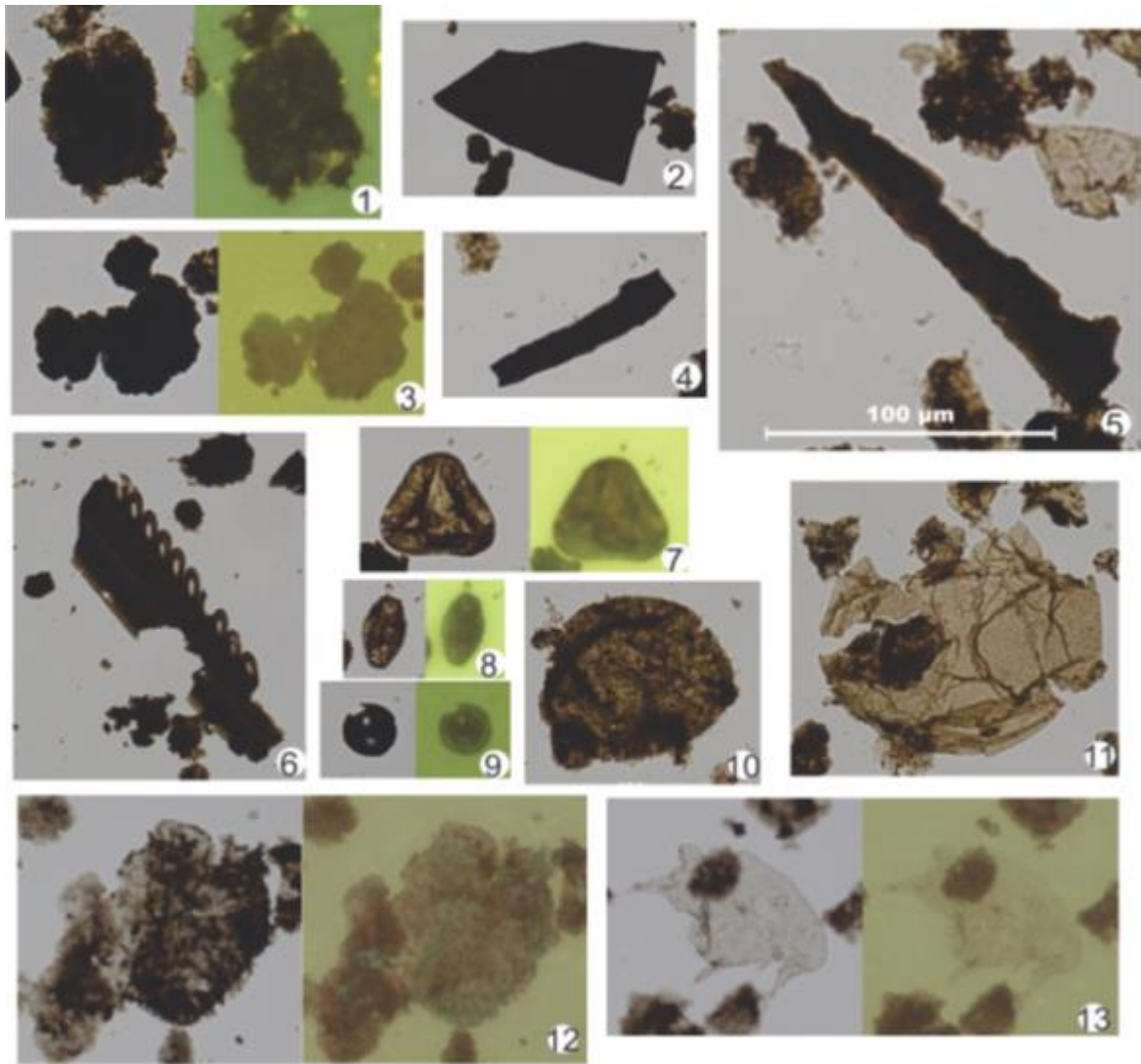


Figura 6.62. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-4; 1.Materia Orgánica Amorfa No fluorescente (MOA NF); 2. Fitoclastos Opacos Equidimensionales (FitOE); 3. Materia Orgánica Pseudoamorfa (PsA); 4. Fitoclastos Opacos Aciculares (FitOA); 5. Fitoclastos Translúcidos No Bioestructurados (FitTNB); 6. Fitoclastos Translúcidos Bioestructurados (FitTB); 7. Espora; 8. Polen; 9. Cámaras sueltas de Foraminíferos; 10. Pellets fecales; 11. Huevos de copépodos, 12-13, Quistes de dinoflagelados.

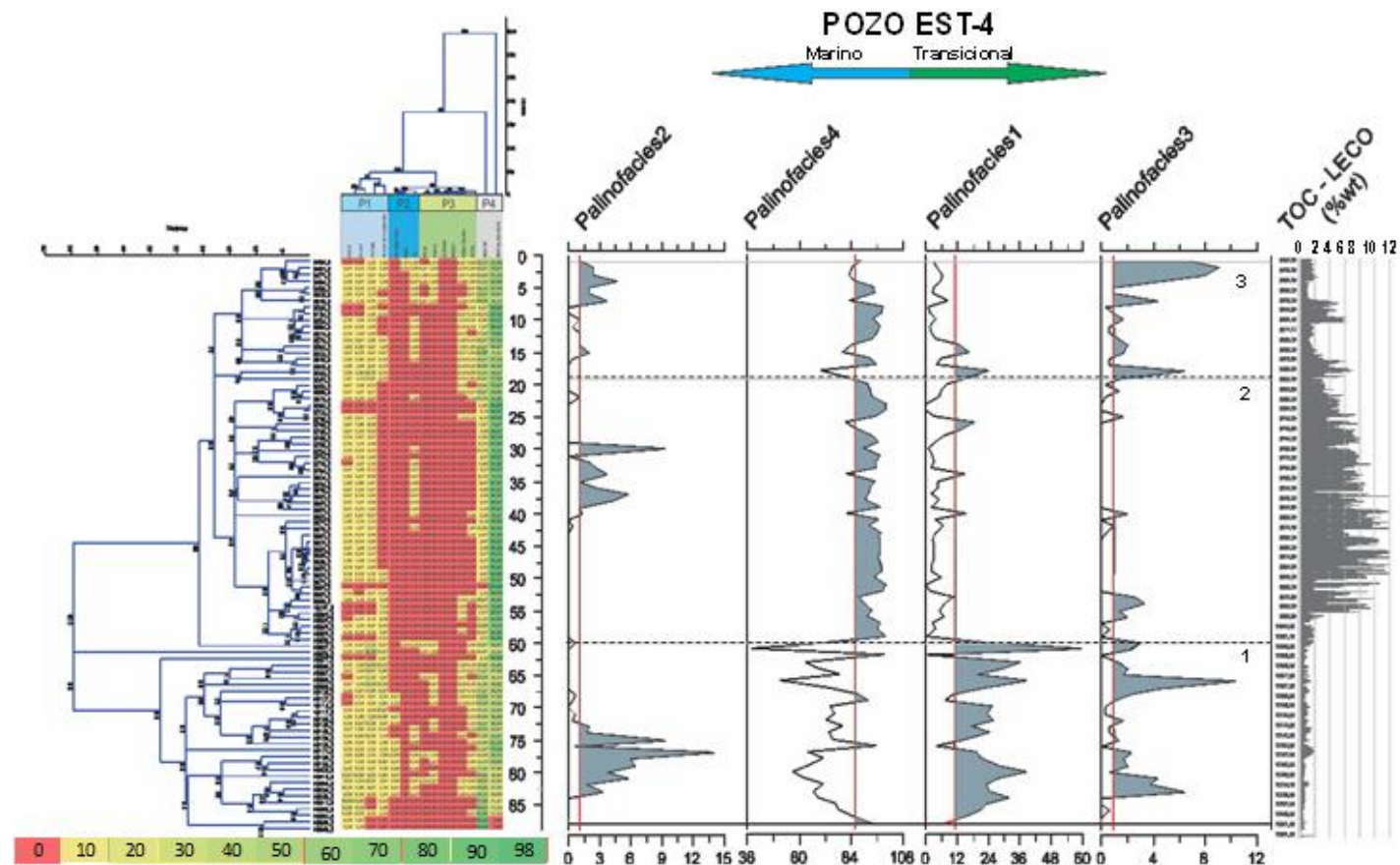


Figura 6.63. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-4. De izquierda a derecha se presenta el clúster modo Q con restricción estratigráfica seguido de los diagramas generados para intervalos de palinofacies en el programa C2. A la derecha se muestran los datos de Carbono orgánico Total (%COT). La profundidad está dada en pies; 1 pie = 0,3048 m.

6.2.1.5. Palinofacies Pozo EST-5

Se analizaron 38 muestras para el intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense) en el pozo EST-5. En términos generales, la materia orgánica sedimentaria de este pozo presenta bajo grado de preservación **Figura 6.64**. La presencia de dinoflagelados y algas a lo largo de todo el registro estratigráfico de este pozo, junto a cámaras sueltas de foraminíferos y huevos de copépodo sugieren un depósito marino. En general, existe un dominio de PsA y MOA NF, la fluorescencia está restringida a los elementos marinos, todo el material presenta un color café y se observan evidencias de alteración térmica y presencia de bitumen sólido. En el intervalo localizado a las profundidades de 8180 - 8280 pies (2493 – 2524 m) (4 muestras), se observan cúmulos aislados de MOA F, con fluorescencia muy débil. El contenido de algas, dinoflagelados y otros elementos marinos es alto y aunque la fluorescencia para estos es más intensa, continúa siendo de color amarillo-naranja, la cual va disminuyendo hasta casi desaparecer conforme aumenta la profundidad. Hacia la base de toda la sección, se observan algunos dinoflagelados sin fluorescencia. A partir de los 8300 pies (2530 m) tiene lugar una marcada disminución del contenido en algas y dinoflagelados y un aumento progresivo de MOA NF y PsA.

El clúster modo Q usando el algoritmo de Gover para el método de grupos pareados presentó la solución más estable con un coeficiente de correlación de 0,8909 después de un *bootstrap* de 1000 repeticiones. En la **Figura 6.65** se observa una división en cuatro intervalos. El intervalo 1, presenta un dominio de la palinofacies 4 con mínimo aporte de las palinofacies 1, 2 y 3; el intervalo 2, dominado también por la palinofacies 4, posee los valores más altos de la palinofacies 1 y aportes menores de las palinofacies 2 y 3; el intervalo 3, posee los mayores contenidos de la palinofacies 2, con mínimos aportes de las palinofacies 1, 2 y 3, similar al intervalo 1, y por último, el intervalo 4, presenta una mezcla

de las palinofacies 2 y 4 con mínimo aporte de las palinofacies 1 y 3. De manera similar al pozo EST-4, se aprecian aportes de las palinofacies 1 y 3 a lo largo de toda la secuencia en proporciones variables. Los contenidos orgánicos más bajos ($\%COT < 2$), están asociados a una mezcla de materia orgánica marina y terrestre, en la cual se identifican los aportes más altos de fitoclastos traslúcidos, huevos de copépodos y esporomorfos de la secuencia Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense). Sin embargo, el pozo EST-5 presenta diferencias importantes respecto a los pozos anteriormente analizados, por ejemplo, los mayores valores de contenido orgánico no se asocian al intervalo con mayor contenido en materia orgánica amorfa y pseudoamorfa, aunque toda la secuencia en la que predomina la materia orgánica amorfa + pseudoamorfa, presenta contenidos orgánicos ($\%COT > 2$) que pueden ser considerados como de muy buenos a excelentes (**Figura 6.65**).

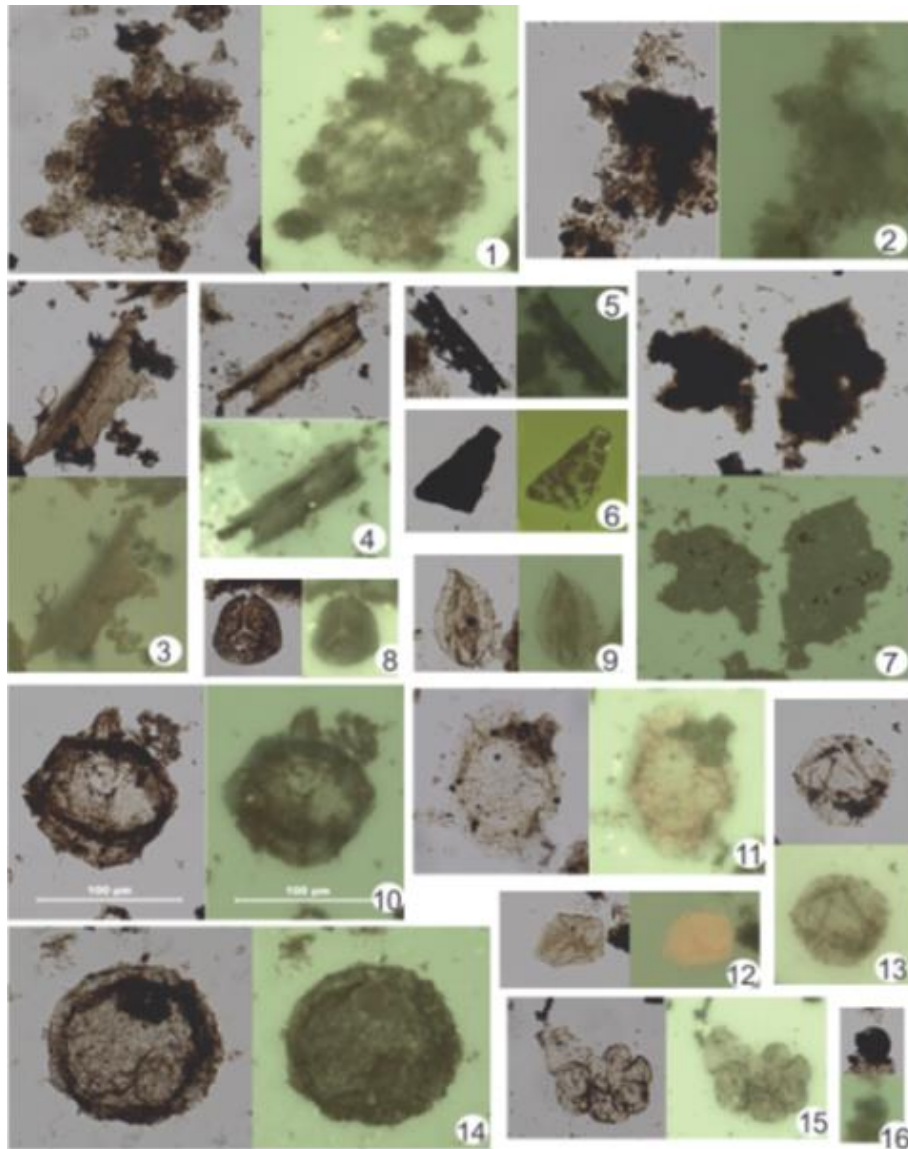


Figura 6.64. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-5; 1. Materia Orgánica Amorfa Fluorescente (MOA F); 2. Materia Orgánica Amorfa No fluorescente (MOA NF); 3. Fitoclastos Translúcidos No Bioestructurados (FitTNB); 4. Fitoclastos Translúcidos Bioestructurados (FitTB); 5. Fitoclastos Opacos Aciculares (FitOA); 6. Fitoclastos Opacos Equidimensionales (FitOE); 7. Materia Orgánica Pseudo-amorfa (MOPa); 8. Espora; 9. Polen; 10-12. Quistes de dinoflagelados; 13. Algas?; 14. Huevos de copépodos; 15. Foraminífera test lining; 16. Cámaras sueltas de Foraminíferos.

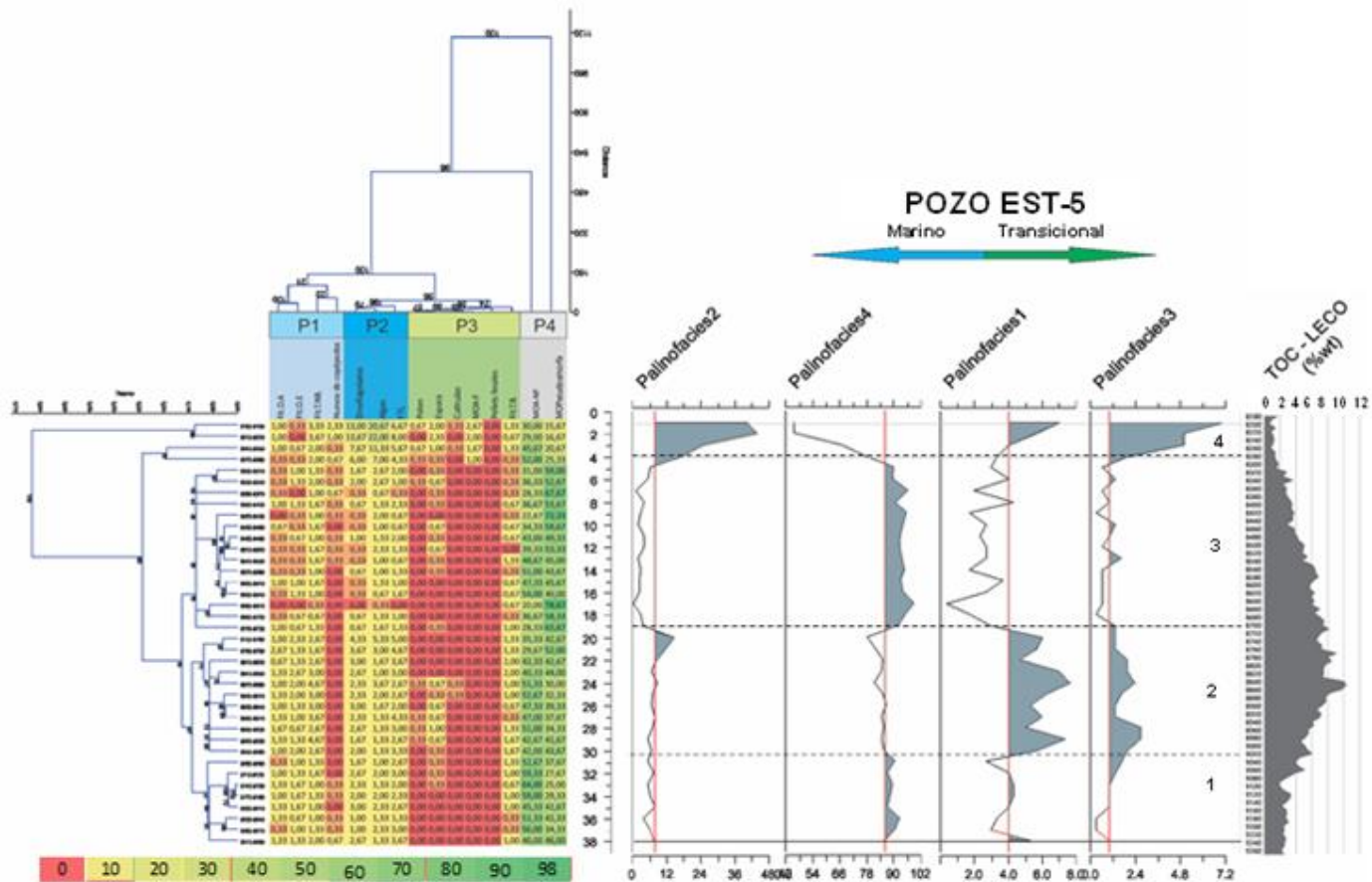


Figura 6.65. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-5. De izquierda a derecha se presenta el clúster modo Q con restricción estratigráfica seguido de los diagramas generados para intervalos de palinofacies en el programa C2. A la derecha se incluyen los datos de Carbono orgánico Total (%COT). La profundidad está dada en pies; 1 pie = 0,3048 m.

En términos generales, se puede agregar que, los intervalos 1 y 3 (**Figura 6.65**) presentan características similares en cuanto a ambiente sedimentario, con un predominio de materia orgánica amorfa y aportes menores de fitoclastos y huevos de copépodos. El intervalo 2, podría representar una ligera fluctuación a condiciones más proximales donde se aprecia un incremento de huevos de copépodos y localmente cutículas y fitoclastos bioestructurados en mínimas proporciones. Por último, la tendencia más proximal se encuentra representada por el intervalo 1, en el cual, como se mencionó anteriormente, se presentan los mayores aportes de fitoclastos traslúcidos, huevos de copépodos y esporomorfos.

6.2.2. PALINOFACIES DEL CRETÁCICO TARDÍO: INTERVALO CENOMANIANO (CENOMANIENSE) – CAMPANIANO (CAMPANIENSE)

Para el Cretácico Tardío, intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Campaniano (Campaniense), los análisis de palinofacies se realizaron en las secuencias sedimentarias de los pozos EST-1 y EST-2. Las secuencias de los pozos EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6, no fueron evaluadas debido a la no disponibilidad de muestra para el estudio de palinofacies; las muestras de éstos últimos pozos corresponden a ripios (cuttings).

El primer paso en esta evaluación consistió en el conteo de 300 partículas orgánicas de 225 muestras en total, distribuidas como sigue: 91 muestras para el pozo EST-1 y 134 muestras para el pozo EST-2. El conjunto total de datos de los análisis de palinofacies de los pozos estudiados, fue organizado en las siguientes 15 categorías: MOA F: Materia

Orgánica Amorfa Fluorescente; MOA NF: no fluorescente; MOPseudoamorfa: Materia Orgánica Pseudoamorfa; FitOA: Fitoclasto Opaco Acicular; FitOE: Fit oclasto Opaco Equidimensional; FitTB: Fitoclasto Translúcido Bio-estructurado; FitTNB: Fitoclasto Translúcido No bio-estructurado; Cutículas; Polen; Esporas; Hongos (incluye hifas y esporas de hongos); Secreciones Vegetales; Algas; Dinoflagelados; FTL: Foram Test Lining. Esta agrupación difiere de la agrupación establecida para el Cretácico Temprano, intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), en que aquí se incluyen los hongos y secreciones vegetales (resinas). Estos componentes corresponden a material terrígeno asociado al Miembro Pujamana de la Formación La Luna, al cual se asigna una edad Turoniano (Turonense) Tardío (Terraza Melo, 2019). Se observaron huevos de copépodos y pellets fecales como trazas en algunos intervalos sedimentarios. Estos componentes orgánicos fueron descritos anteriormente, pero los hongos y secreciones vegetales se describen a continuación:

- Hongos: Generalmente son esporas y fragmentos de hifas uni o multicelulares, a veces quitinosas (Boulter 1994). La degradación de los fitoclastos por los hongos requiere de una tasa elevada de humedad y está limitada al medio acuático (Gastaldo ,1994). El color marrón oscuro en las esporas de hongos indica melanización e influencia de oxígeno atmosférico, Tyson (1995).
- Secreciones Vegetales: Son producto natural de plantas superiores, que son producidos internamente por células ovoides productoras de secreción, o extracelularmente por exudación, Tyson (1995). Presentan formas esféricas e irregulares. Tienen colores variables entre amarillo y naranja. Pertenecen a este grupo las partículas de resina, ámbar y taninos. Estas partículas son componentes comunes de facies fluviales y marino proximal (Gastaldo, 1994).

Realizados los contajes de partículas orgánicas, los datos obtenidos fueron transformados en datos porcentuales y normalizados respecto al total de las partículas contadas para realizar el análisis estadístico. En el clúster modo R (**Figura 6.66**) éstos datos fueron organizados en 4 palinofacies (P1-P4). Este clúster refleja una separación con el 100% de fiabilidad en la rama más superior dividiendo el grupo en dos, uno con elementos de origen marino, el grupo de la izquierda (P1-P2) y otro con elementos continentales, el grupo de la derecha (P3-P4).

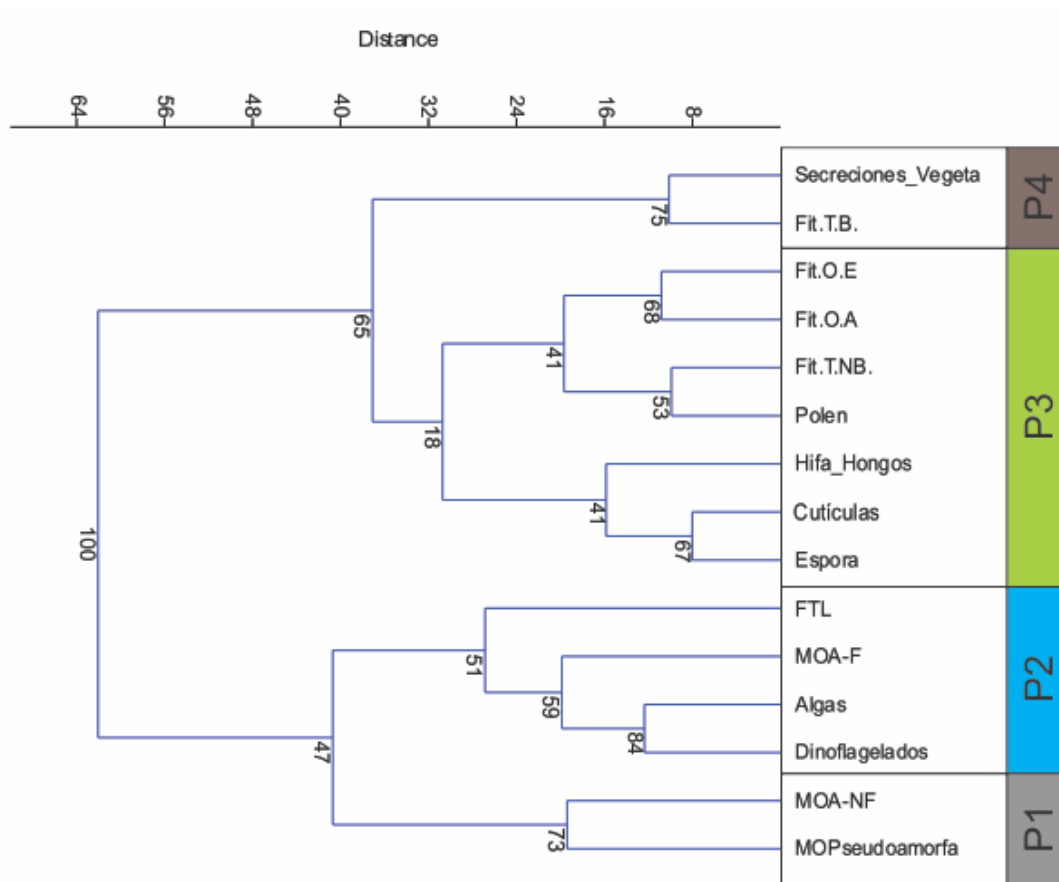


Figura 6.66. Clúster Modo R obtenido usando el software libre Past. El dendrograma después de un *Bootstrap* (Bt) de 1000 repeticiones mediante el método de Ward presentó un coeficiente de correlación de 0,7292.

Se describen los siguientes grupos de palinofacies identificadas en el Cretácico Tardío:

Palinofacies 1 (P1): Tiene afinidad marina y está constituida por materia orgánica amorfa no fluorescente y materia orgánica pseudoamorfa, es la palinofacies más representativa con el 75,16% del total de los elementos contados para todos los datos analizados.

Palinofacies 2 (P2): Tiene afinidad marina y es la segunda palinofacies más representativa con el 17,5% del total de las partículas contadas. Está constituida por dinoflagelados, algas, materia orgánica amorfa fluorescente y foraminíferos (FTL). Esta es la palinofacies de mayor interés geoquímico ya que al predominar la materia orgánica amorfa fluorescente, algas y dinoflagelados, su alto contenido en lípidos (alto contenido de hidrógeno) le otorga las mejores propiedades para la generación de hidrocarburos líquidos durante la evolución de la materia orgánica/kerógeno.

Palinofacies 3 (P3): Tiene afinidad transicional I. Representa un 6,89% del total de las partículas y se corresponde con esporas, cutículas, hongos, polen, fitoclastos translúcidos no bioestructurados y fitoclastos opacos.

Palinofacies 4 (P4): Tiene afinidad transicional II y es la menos representativa. Con un 0,43% del total de partículas está constituida por Fitoclastos translúcidos bioestructurados y secreciones vegetales (resinas). La presencia de estos componentes orgánicos estructurados le confiere a esta palinofacies características paleoambientales más transicionales ya que dichos componentes reflejan un menor transporte y en consecuencia una mayor proximidad al continente.

Con las palinofacies establecidas para los pozos estudiados (**Anexo 3**), se procede al análisis estadístico multivariado de clúster modo Q, el cual tiene por fin agrupar un conjunto de observaciones en un número dado de clústeres o grupos a través de la columna estratigráfica para establecer intervalos. Este fue realizado en el programa Past y los resultados obtenidos fueron corroborados mediante el uso del software libre C2, que dibuja los diferentes intervalos encontrados.

6.2.2.1. Palinofacies Pozo EST-1

Se analizaron 91 muestras para el Cretácico Tardío, intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) -Campaniano (Campaniense) en el pozo EST-1. Para este intervalo sedimentario se destaca la presencia de la Materia Orgánica Amorfa Fluorescente acompañada de algas y dinoflagelados con fluorescencia intensa al techo de la secuencia. Esta fluorescencia se va perdiendo con el incremento de la profundidad de enterramiento hasta ser nula en el Cenomaniano (Cenomaniense). Los componentes orgánicos predominantes se muestran en la **Figura 6.67**, atendiendo a que las partículas predominantes hacia la base de la secuencia sedimentaria, corresponden a materia orgánica amorfa no fluorescente y pseudoamorfa predominantemente; hacia la parte media-base (intervalo Turoniano (Turonense) Tardío) se producen los aportes de material terrestre (polen, esporas, cutículas), mientras que hacia la parte media-superior (Coniaciano (Coniacense) – Campaniano (Campaniense) lo que predomina es la materia orgánica amorfa fluorescente y no fluorescente, y algas marinas, especialmente dinoflagelados (**Figura 6.67**).

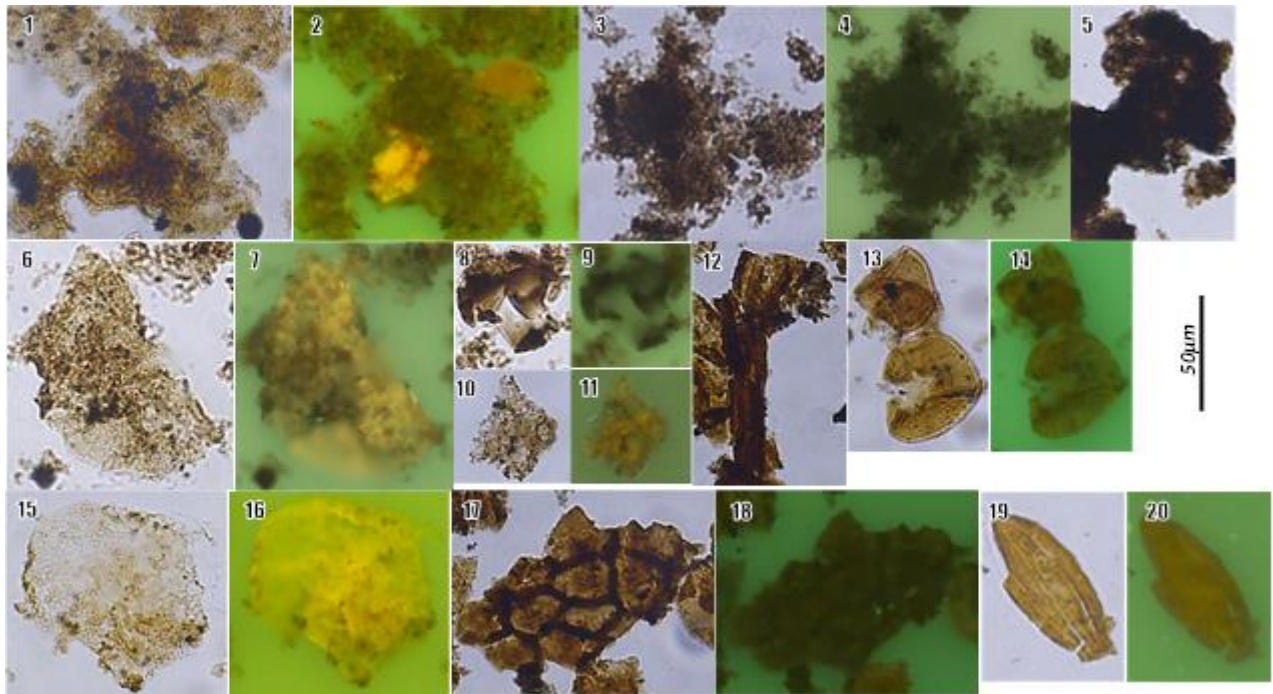


Figura 6.67. Componentes orgánicos representativos observados en el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense)-Campaniano (Campaniense) para el pozo EST-1, en luz blanca transmitida (1, 3, 5, 6, 8, 10, 12, 13, 15, 17 y 19), y en modo fluorescencia (2, 4, 7, 9, 11, 14, 16, 18 y 20). 1-2) Materia orgánica amorfa fluorescente; 3-4) Materia orgánica amorfa no fluorescente; 5) Materia orgánica pseudoamorfa (PsA); 6-7) Dinoflagelados (Dinogymnium); 8-9) Cámara de foraminífero con bitumen sólido; 10-11) Alga marina indiferenciada; 12) Fitoclasto traslúcido; 13-14) Esporas; 15-16). Dinoflagelado (Peridinoide); 17-18) Cutícula; 19-20) Grano de polen.

Para el Clúster Modo Q se aplicó restricción estratigráfica, usando el método de correlación para grupos pareados después de 1000 repeticiones de *bootstrap*, se obtuvo un coeficiente de correlación de 0,5149. El clúster modo Q muestra un total de seis intervalos. El intervalo ubicado a techo de la secuencia y bien soportado estadísticamente presenta como carácter más relevante, materia orgánica fluorescente. El resto del dendrograma permitió establecer otros cuatro intervalos de palinofacies que permiten delimitar las secciones A, B y C (**Figura 6.68**) del intervalo Cenomaniano (Cenomaniense)-Coniaciano (Coniaciense) y las secciones D y E en el intervalo Santoniano?(Santoniense?) – Campaniano (Campaniense), que se explican más abajo.

Como se puede observar en la **Figura 6.67** y en la **Figura 6.68**, hacia la base de la secuencia (intervalo A), se presenta un predominio de la palinofacies 1 (marina predominante) con un mínimo aporte de la palinofacies 4 (materia orgánica terrestre – fitoclastos) hacia la parte media del intervalo. El intervalo B difiere de los demás intervalos y presenta una mezcla de las palinofacies 1 (marina predominante), palinofacies 3 y 4 (afinidad terrígena) y un mínimo aporte de la palinofacies 2 (algas marinas). El intervalo C presenta un predominio de la palinofacies 1 (marina predominante), con un mínimo aporte de las palinofacies 3 y 4 (materia orgánica terrestre). El intervalo D presenta características similares al intervalo C pero con un mínimo aporte de la palinofacies 2 (marina – presencia de algas marinas) y por último, el intervalo E, presenta una mezcla entre las palinofacies 1 y 2 (marinas), con un ligero aporte de las palinofacies 3 y 4. Este intervalo, a su vez, se divide en dos subintervalos, el intervalo E1 que tiene un predominio de las palinofacies 1 y 2 (materia orgánica amorfa y algas marinas) con ligeros aportes de la palinofacies 4 (fitoclastos), mientras que en el intervalo E2, predominan la palinofacies 2 sobre la 1 (materia orgánica amorfa fluorescente y mayor presencia de algas marinas) con ausencia de materia orgánica terrestre.

Relacionando la abundancia de los componentes orgánicos y sus respectivas palinofacies y el contenido orgánico dado por el contenido en Carbono orgánico total (%COT), se puede indicar que, de manera similar a lo observado en el intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), los menores contenidos orgánicos se encuentran asociados a aquellos intervalos con mayor aporte terrígeno (intervalo B), los demás intervalos poseen de muy buenos a excelentes contenidos orgánicos (%COT>3).

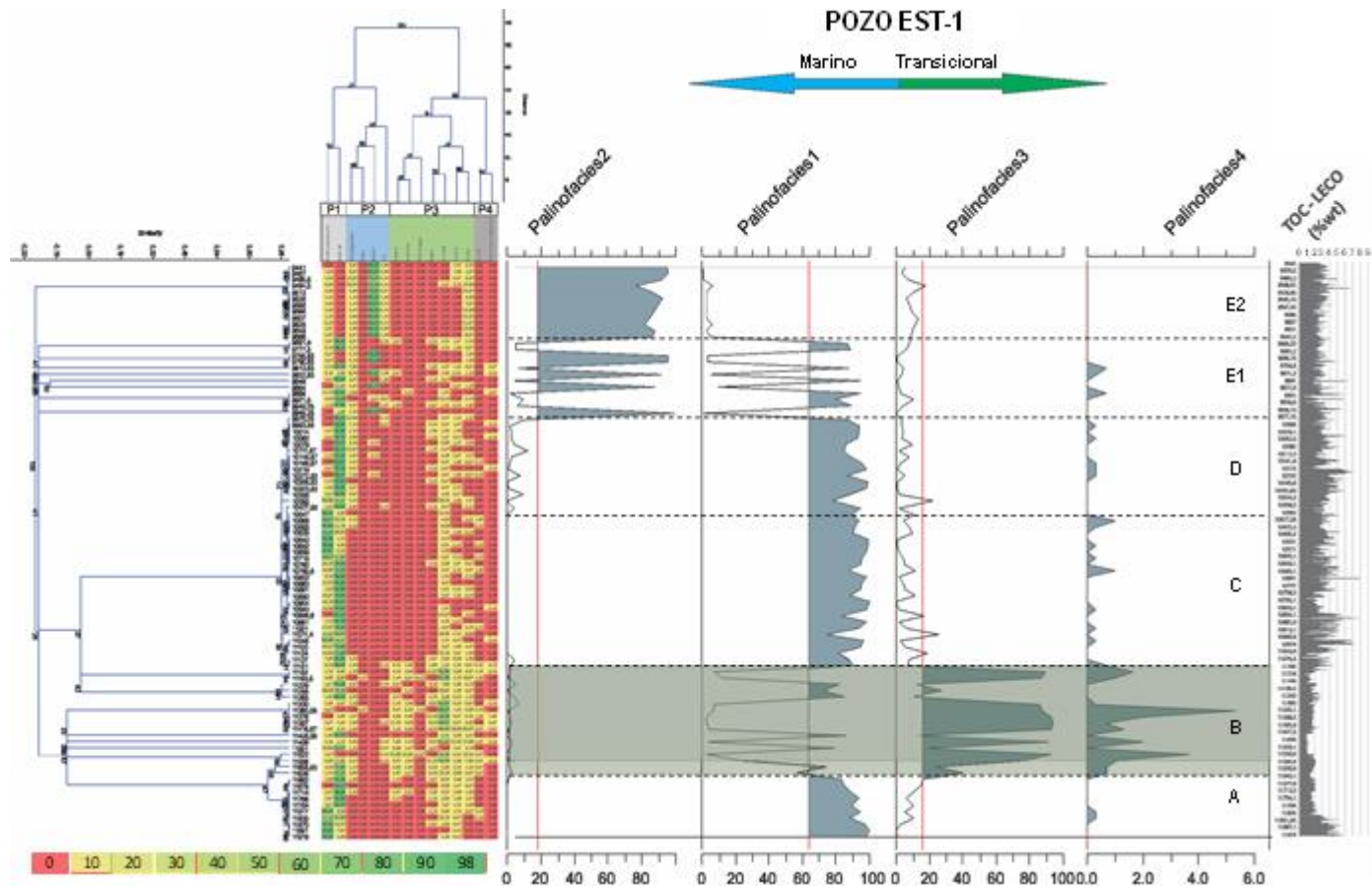


Figura 6.68. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST- 1. De izquierda a derecha se presenta el clúster modo Q con restricción estratigráfica seguido de los diagramas generados para intervalos de palinofacies en el programa C2. A la derecha se ilustran los datos de Carbono orgánico Total (%COT). La profundidad está dada en pies; 1 pie = 0,3048 m.

6.2.2.2. Palinofacies Pozo EST-2

Se analizaron 134 muestras para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) - Campaniano (Campaniense) en el pozo EST-2. En general, las partículas encontradas presentan poco o ningún estado de degradación (**Figura 6.69**), lo cual hizo particularmente fácil la identificación de las partículas estructuradas, en especial los dinoflagelados y las algas. La MOA NF es el grupo dominante en la secuencia, con cerca del 50% del valor composicional total, seguido de la PsA y MOA F con cerca del 20% cada una. El 10% restante está distribuido en las demás partículas. Por tanto, la MOS en la secuencia es predominantemente amorfa.

Para el Clúster Modo Q, y al igual que para los pozos anteriores, se aplicó restricción estratigráfica, usando método de correlación para grupos pareados después de 1000 repeticiones de bt, se obtuvo un coeficiente de correlación de 0,8424. El clúster modo Q muestra inicialmente dos grupos bien definidos uno superior (subintervalos E1 y E2) cuya característica predominante es la presencia de material orgánico con fluorescencia, y un grupo inferior separado en tres ramas (intervalos A, B y C-D), **Figura 6.70**.

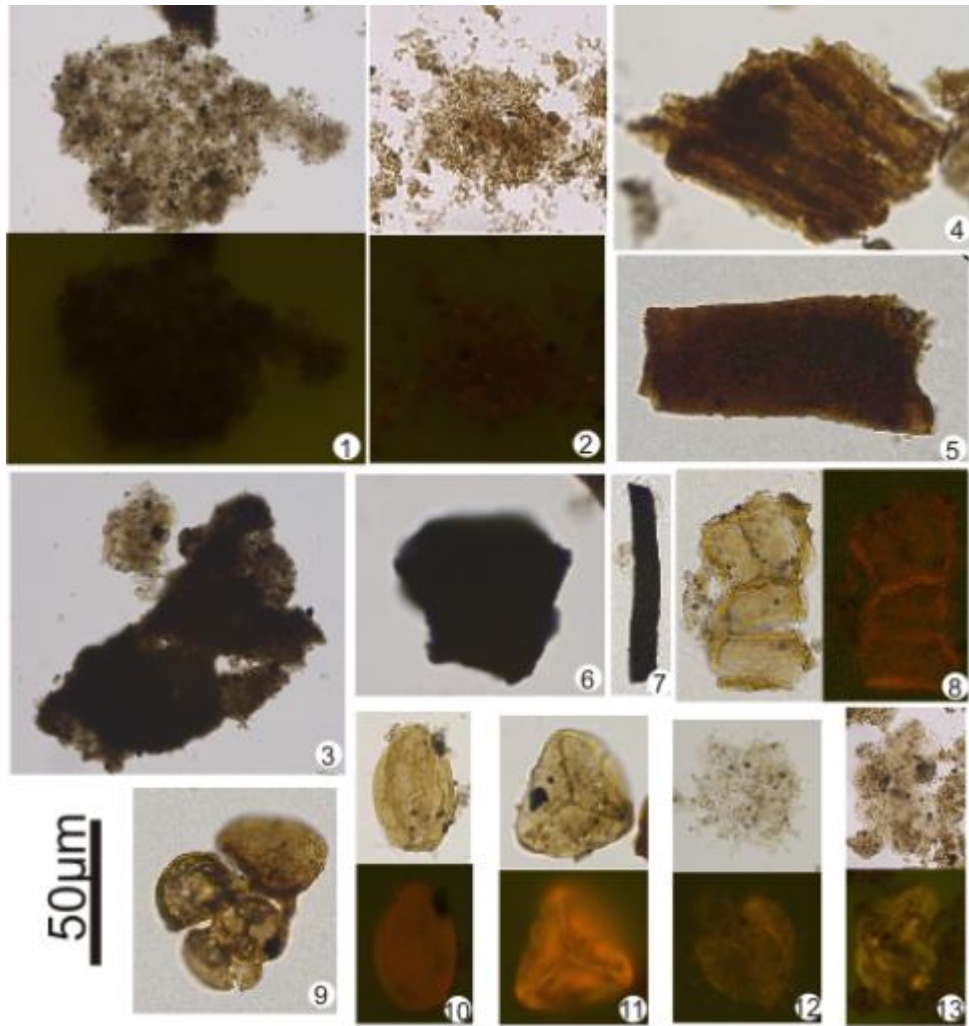


Figura 6.69. Partículas de materia orgánica recuperadas e identificadas en el pozo EST-2; 1. Materia Orgánica Amorfa No fluorescente (MOA NF); 2. Materia Orgánica Amorfa Fluorescente (MOA F); 3. Materia Orgánica Pseudoamorfa (PsA); 4. Fitoclastos Translúcidos Bioestructurados (FitTB); 5. Fitoclastos Translúcidos No Bioestructurados (FitTNB); 6. Fitoclastos Opacos Equidimensionales (FitOE); 7. Fitoclastos Opacos Aciculares (FitOA); 8. Cutículas; 9. Foraminíferos Test Lining (FTL); 10. Polen; 11. Espora; 12. Dinoflagelados; 13. Algas marinas y MOA.

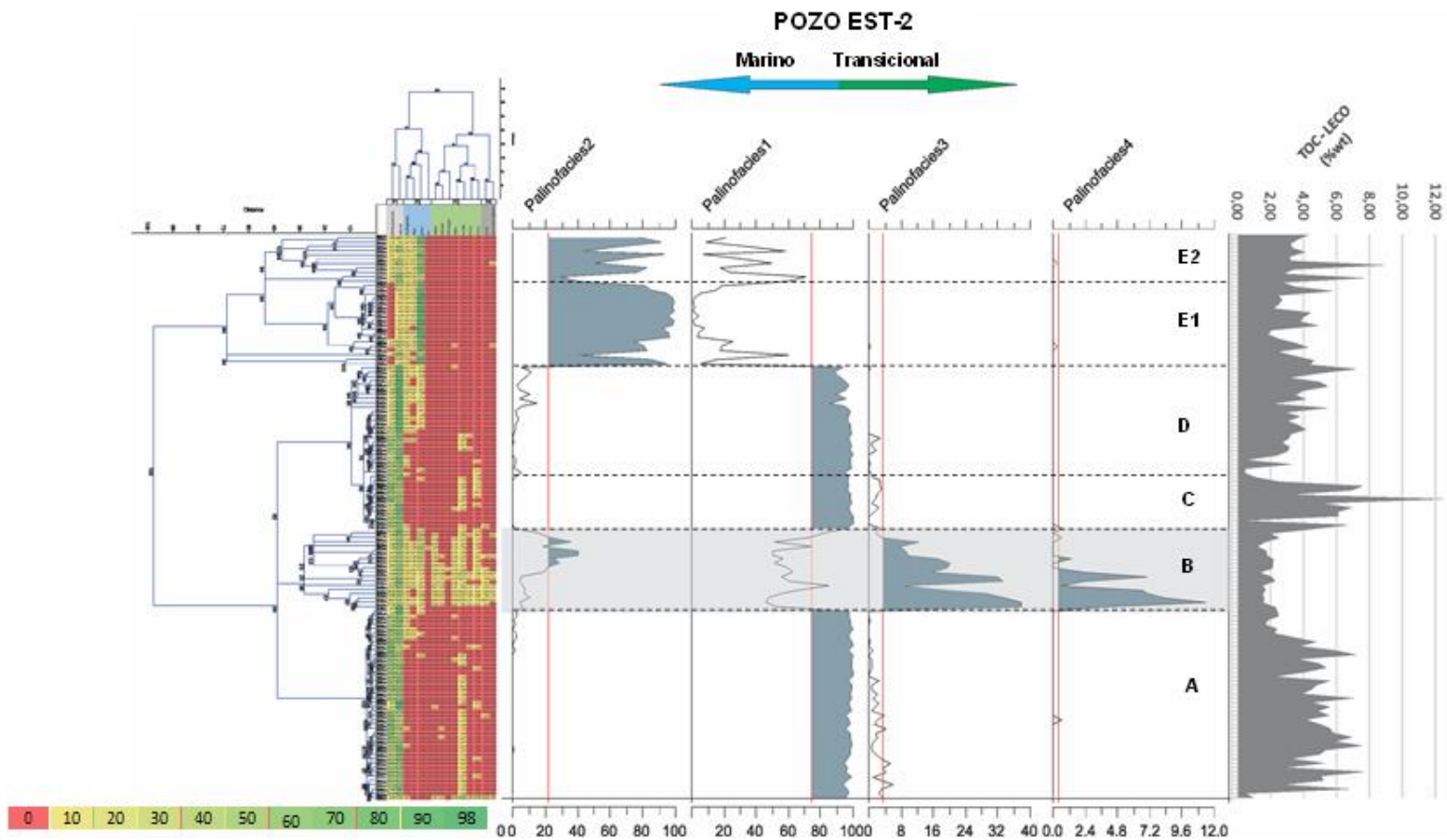


Figura 6.70. Esquema general de la estadística desarrollada para el pozo EST-2. De izquierda a derecha se presenta el clúster modo Q con restricción estratigráfica seguido de los diagramas generados para intervalos de palinofacies en el programa C2. A la derecha se ilustran los datos de Carbono orgánico Total (%COT). La profundidad está dada en pies; 1 pie = 0,3048 m.

El intervalo A se encuentra dominado por la palinofacies 1, es considerado un intervalo marino con una ligera influencia terrestre (palinofacies 3). El intervalo B posee una mezcla de las cuatro palinofacies identificadas, con la mayor influencia terrestre de la secuencia sedimentaria evaluada, lo que queda evidenciado por la presencia de componentes orgánicos tales como polen, esporas, cutículas y fitoclastos (Palinofacies 3 y 4). El intervalo C, de manera similar al A, posee un predominio de la palinofacies 1 (marina) con mínimo aporte de las palinofacies 2 y 3 (material terrestre). El intervalo D, también está dominado por la palinofacies 1 pero ahora con un mayor aporte de las palinofacies 2 y escaso aporte de las palinofacies 3. Por último, el intervalo E tiene un predominio de la palinofacies 2 (marina con presencia de algas marinas) con importante aporte de la palinofacies 1 (también marina), sin embargo, al existir fluctuaciones en ambas palinofacies, se subdividió en dos subintervalos, E1 y E2, **Figura 6.70**.

Relacionando la abundancia de los componentes orgánicos y sus respectivas palinofacies con el contenido en Carbono orgánico (%COT), se observa nuevamente, que los menores contenidos en %COT se encuentran asociados a la sección sedimentaria con mayor aporte terrígeno (intervalo B), los demás intervalos poseen de muy buenos a excelentes contenidos orgánicos (%COT>2), tal y como ocurría en el pozo EST-1.

6.2.3. DEFINICIÓN DE PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS A PARTIR DEL ANÁLISIS DE PALINOFACIES

6.2.3.1. Paleoambientes Sedimentarios en el intervalo Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense)

Para la definición de los paleoambientes sedimentarios del intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano—(Albiense), se realizó un diagrama ternario FPM (fitoclastos,

palinomorfos, materia orgánica amorfa), el cual ha permitido establecer gráficamente las facies deposicionales a partir de la agrupación de los componentes orgánicos.

Los paleoambientes sedimentarios definidos por Tyson (1993, 1995) mediante la utilización del diagrama ternario FPM (**Figura 6.71**), son los siguientes:

- I. Cuenca o plataforma altamente proximal: El alto suministro de sedimentos diluye todos los demás componentes.
- II. Cuenca marginal disóxica – anóxica: Materia orgánica amorfa diluida por el alto aporte de fitoclastos, pero su preservación es de moderada a buena. La cantidad de Carbono orgánico total (%COT) marino depende del estado reductor de la cuenca.
- III. Plataforma óxica heterolítica (plataforma proximal): Generalmente presenta una baja tasa de preservación de la materia orgánica amorfa; la abundancia absoluta de fitoclastos depende de la proximidad a la fuente fluvio-deltaica.
- IV. Transición de plataforma a cuenca más profunda: Transición de plataforma a cuenca con el tiempo (p. ej., incremento en subsidencia/profundidad del agua) o espacio (p. ej, pendiente de la cuenca). La abundancia absoluta de fitoclastos depende de la proximidad al área fuente y al nivel de depósito (IVa. disóxico; IVb. subóxico – anóxico).
- V. Plataforma óxica dominada por lodo (plataforma distal): Materia orgánica amorfa de baja a moderada (usualmente degradada). Abundancia de palinomorfos.
- VI. Plataforma proximal subóxica – anóxica: Buena tasa de preservación de la materia orgánica amorfa debido a las condiciones reductoras de la cuenca. La abundancia absoluta del contenido en fitoclastos podría ser de moderada a alta debido a las turbiditas y/o cercanía con el área fuente.

- VII. Plataforma distal disóxica – anóxica: Preservación de buena a moderada de la materia orgánica amorfa, abundancia de baja a moderada de palinomorfos. Son típicas las lodolitas oscuras ligeramente bioturbadas.
- VIII. Plataforma distal disóxica – óxica: Dominada por materia orgánica amorfa. Excelente preservación de la MOA. Presencia de moderada a baja de palinomorfos (en parte por dilución). Típico de lodos ricos en materia orgánica depositados bajo condiciones de plataforma estratificada.
- IX. Cuenca proximal subóxica – anóxica: Dominada por materia orgánica amorfa. Escasa abundancia de palinomorfos debido a dilución. Frecuentemente rico en alginitas. Cuencas profundas o depósitos marinos costeros estratificados. También puede corresponder a una plataforma de carbonatos o a un ambiente marino proximal restringido (lagoon), (Mendonca Filho et al., 2011).

Al incluir todos los datos obtenidos del análisis de palinofacies para el intervalo sedimentario Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense) en el diagrama ternario FPM se puede observar la existencia de un paleoambiente predominante para el intervalo Aptiano (Aptiense)-Albiano (Albiense), que corresponde a una plataforma de carbonatos o una plataforma distal subóxica-anóxica (cuadrángulo IX). Dentro de las variaciones de ese paleoambiente sedimentario principal se tienen: plataforma distal disóxica-óxica (cuadrángulo VII), plataforma distal disóxica-óxica (cuadrángulo VIII), plataforma proximal subóxica anóxica (VI), y una cuenca marginal disóxica-óxica (cuadrángulo II), **Figura 6.71**.

La evaluación de paleoambientes a partir del diagrama FPM aplicada a los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4 y EST-5 (**Figura 6.71**), ofreció información muy general de los paleoambientes sedimentarios por lo que se procedió a realizar una nueva evaluación atendiendo a los diferentes intervalos identificados en cada pozo (**Figura 6.72**). Los datos de las palinofacies con los cuales se realizaron los diagramas se incluyen en el **Anexo 3**.

A continuación, se presenta la propuesta paleoambiental para la secuencia sedimentaria del Cretácico Temprano desarrollada en este estudio:

Barremiano (Barremiense): Como se puede observar en la **Figura 6.72**, la base y parte media del intervalo 1 del pozo EST-1 (15225 – 15280 pies / 4640,58 – 4657,34 m, **Figura 6.57**), difiere tanto en sus componentes orgánicos como en %COT, de los demás intervalos identificados en todos los pozos evaluados. Esta parte de la secuencia corresponde a una formación diferente, asociada a un ambiente de cuenca marginal disóxica-anóxica.

Aptiano Temprano (Aptiense Temprano): Se propone como Aptiano (Aptiense) Temprano al intervalo 1 de los pozos EST-2 (11790 – 11910 pies / 3393,6 – 3630 m, **Figura 6.59**), EST-3 (9874,5 – 9886,5 pies / 3009,7 – 3013,4 m, **Figura 6.61**), EST-4 (10067,5 – 10349,5 / 3068,6 – 3154,5 m, **Figura 6.63**) y EST-5 (9050 – 9280 pies / 2758,4 – 2828,5 m, **Figura 6.65**), así como el techo del intervalo 1 en el pozo EST-1 (15118 - 15203 pies / 4608 - 4634 m, **Figura 6.57**). De acuerdo a la localización de los componentes orgánicos en el diagrama FPM, se propone como paleoambientes de depósito, variaciones de una plataforma proximal disóxica-anóxica (plataforma de carbonatos), **Figura 6.72**.

Aptiano Tardío – Albiano Temprano (Aptiense Tardío – Albiense Temprano): Esta secuencia sedimentaria se asocia a los intervalos 2 y 3 identificados por el análisis de palinofacies (**Figura 6.72**), los cuales están presentes en los pozos EST-1 (14440 – 15094 pies / 4401,3 – 4600,6 m, **Figura 6.57**), pozo EST-2 (11280 – 11790 pies / 3438 – 3593,5 m, **Figura 6.59**), EST-3 (9258,5 – 9865,5 pies / 2822 – 3007 m, **Figura 6.61**), EST-4 (9454,5 – 10059,5 pies / 2881,7 – 3066 m, **Figura 6.63**), EST-5 (8300 – 9030 pies / 2529,8 – 2752,3 m, **Figura 6.65**). Atendiendo al diagrama FPM de la **Figura 6.72**, se proponen variaciones en el nivel del mar dentro de una plataforma de carbonatos (plataforma media a proximal).

Albiano Medio (Albiense Medio): Esta secuencia sedimentaria, de manera similar a la sección del Barremiano (Barremiense), difiere tanto en sus componentes orgánicos como en su contenido en Carbono orgánico total (%COT), de los demás intervalos identificados en todos los pozos evaluados, y se asocia al intervalo 4 del pozo EST-5 (8180 – 8280 pies / 2493,2 – 2523,7 m, **Figura 6.65**), que de acuerdo al diagrama FPM de la **Figura 6.72**, parece corresponder a un ambiente de plataforma distal disóxica-óxica.

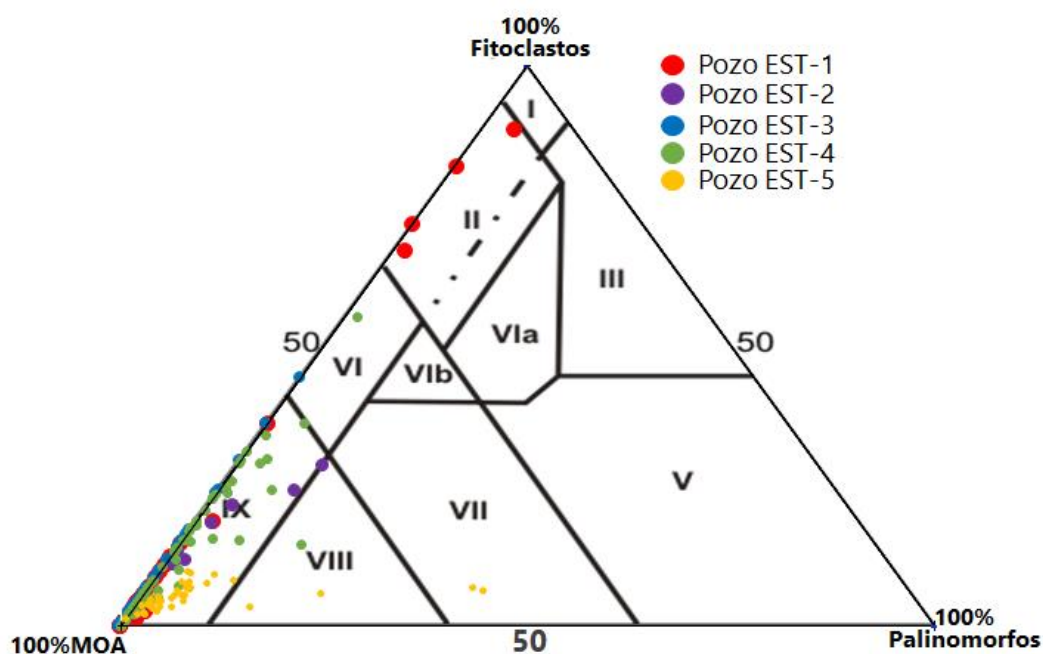


Figura 6.71. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para el intervalo Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense) en los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4 y EST-5.

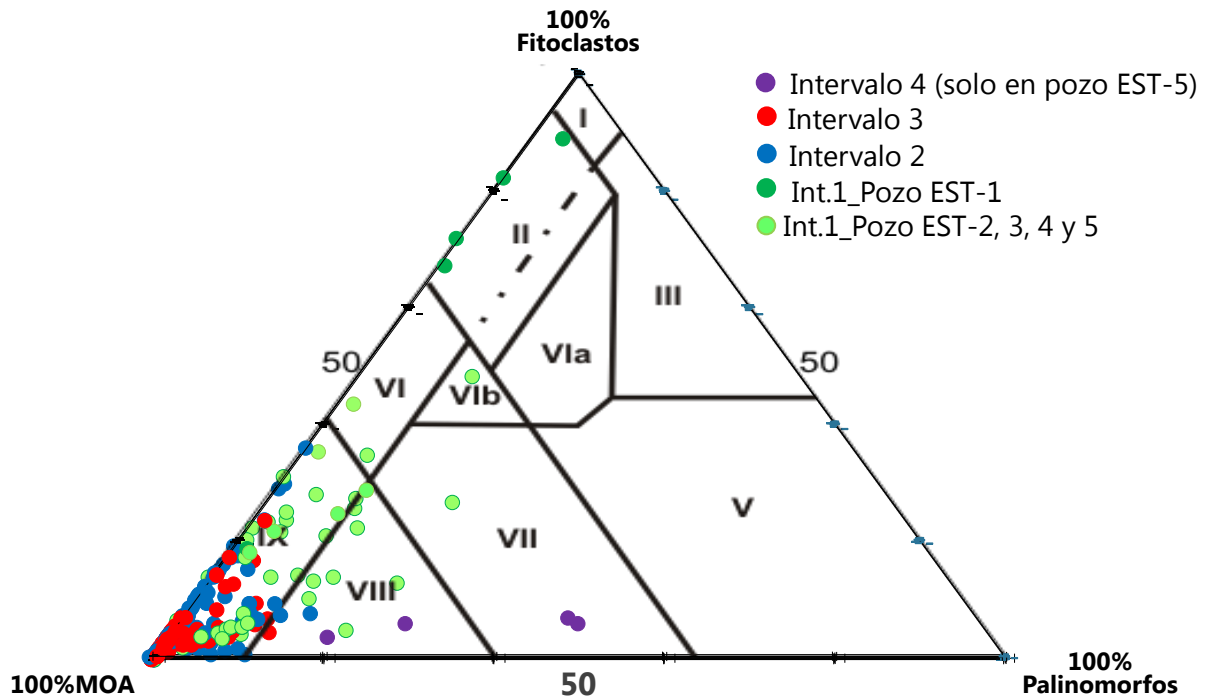


Figura 6.72. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para los intervalos identificados a partir del análisis de palinofacies en la secuencia sedimentaria Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense) en los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4 y EST-5.

6.2.3.2. Paleoambientes Sedimentarios en el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense)-Campaniano (Campaniense)

Para la definición de los paleoambientes sedimentarios en el Cretácico Tardío, se siguió el mismo procedimiento que el descrito para el intervalo Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), acudiendo al diagrama ternario FPM (fitoclastos, palinomorfos, materia orgánica amorfa). Al incluir todos los datos en el diagrama ternario se puede observar el predominio de tres paleoambientes: (1) Cuenca proximal subóxica-anóxica, (2) plataforma distal disóxica-óxica y (3) plataforma proximal (**Figura 6.73**) sin embargo, no queda claro el comportamiento por intervalos de tiempo y sus respectivas variaciones, por lo que se realizó el mismo diagrama FPM en términos de los intervalos definidos por las palinofacies en el apartado 6.2.2, **Figura 6.74**.

En la secuencia sedimentaria de los pozos EST-1 y EST-2 se identificaron 5 intervalos, los cuales se relacionan con las formaciones mencionadas al inicio de este capítulo y de acuerdo con lo indicado en la literatura (Juliao-Lemus et al., 2017b; Terraza Melo, 2019; Sánchez et al., 2021, De la Parra et al., 2021). Atendiendo a lo explicado anteriormente, se proponen los siguientes paleoambientes sedimentarios para el Cretácico Tardío:

Intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Turoniano Temprano (Turonense Temprano): Se relaciona con el intervalo A definido por las palinofacies en el apartado 6.2.2. Este intervalo A en el pozo EST-1 posee un espesor de 293 pies (89 m) (prof. 11626 – 11919 pies / 3544 – 3633 m, **Figura 6.68**), mientras que en el pozo EST-2 presenta un espesor de 373 pies (114 m) (prof. 9200 – 9573 pies / 2804 – 2918 m, **Figura 6.70**). De acuerdo con los resultados presentados en el diagrama FPM (**Figura 6.74**) se propone un ambiente sedimentario de cuenca proximal subóxica-anóxica.

Intervalo Turoniano Medio (Turonense Medio): Se relaciona con el intervalo B definido por las palinofacies en el apartado 6.2.2. En el pozo EST-1 posee un espesor de 458 pies (139 m) (prof. 11151 – 11609 pies / 3399 – 3538 m, **Figura 6.68**), mientras que en el pozo EST-2 presenta un espesor de 577 pies (176 m) (prof. 8597 – 9174 pies / 2620 – 2796 m, **Figura 6.70**). De acuerdo al diagrama FPM (**Figura 6.74**), para el pozo EST-1 se proponen fluctuaciones del nivel del mar dentro de una plataforma proximal, y para el pozo EST-2, se sugieren variaciones entre un ambiente de plataforma proximal y ambientes de plataforma media distal disóxica-anóxica.

Intervalo Turoniano Tardío (Turonense Tardío) – Coniaciano (Coniaciense): Se relaciona con el intervalo C definido por las palinofacies en el apartado 6.2.2. En el pozo EST-1 este intervalo posee un espesor de 590 pies (180 m) (prof. 10547 – 11137 pies / 3215 – 3395 m, **Figura 6.68**), mientras que en el pozo EST-2 presenta un espesor de 125 pies

(38 m) (prof. 8455 – 8580 pies / 2577 – 2615 m, **Figura 6.70**). De acuerdo con el diagrama FPM (**Figura 6.74**), se propone un ambiente sedimentario similar al definido para el intervalo A, correspondiente a una cuenca proximal subóxica-anóxica.

Intervalo Coniaciano Tardío (Coniaciense Tardío) – Santoniano Temprano (Santoniense Temprano): Se relaciona con el intervalo D definido por las palinofacies en el apartado 6.2.2. En el pozo EST-1 este intervalo posee un espesor de 452 pies (137 m) (prof. 9976 – 10428 pies / 3041 – 3178 m, **Figura 6.68**), mientras que en el pozo EST-2 presenta un espesor de 369 pies (112 m) (prof. 8076 – 8445 pies / 2462 – 2574 m, **Figura 6.70**). De acuerdo al diagrama FPM (**Figura 6.74**), se sugiere como ambiente sedimentario variaciones entre una plataforma distal disóxica – óxica y una cuenca proximal subóxica-anóxica.

Intervalo Santoniano Tardío (Santoniense Tardío) – Campaniano Temprano (Campaniense Temprano): Se relaciona con el intervalo E1 definido por las palinofacies en el apartado 6.2.2. En el pozo EST-1 este intervalo posee un espesor de 257 pies (78 m) (prof. 9692 – 9949 pies / 2954 – 3032 m, **Figura 6.68**), mientras que en el pozo EST-2 presenta un espesor de 225 pies (69 m) (prof. 7754 – 7979 pies / 2363 – 2432 m, **Figura 6.70**). De acuerdo al diagrama FPM (**Figura 6.74**), se propone un ambiente similar a la base de esta secuencia sedimentaria, correspondiente a una cuenca proximal subóxica-anóxica.

Intervalo Campaniano Tardío (Campaniense Tardío): Se relaciona con el intervalo E2 definido por las palinofacies en el apartado 6.2.2. En el pozo EST-1 este intervalo posee un espesor de 225 pies (69 m) (prof. 9441– 9666 pies / 2878 – 2946 m, **Figura 6.68**), mientras que en el pozo EST-2 presenta un espesor de 111 pies (34 m) (prof. 7621– 7732 pies / 2323 – 2357 m, **Figura 6.70**). De acuerdo al diagrama FPM (**Figura 6.74**) el ambiente sedimentario variaría entre una plataforma distal anóxica y una cuenca proximal subóxica-

anóxica. En este intervalo se ha encontrado el mayor contenido de algas marinas de toda la secuencia evaluada.

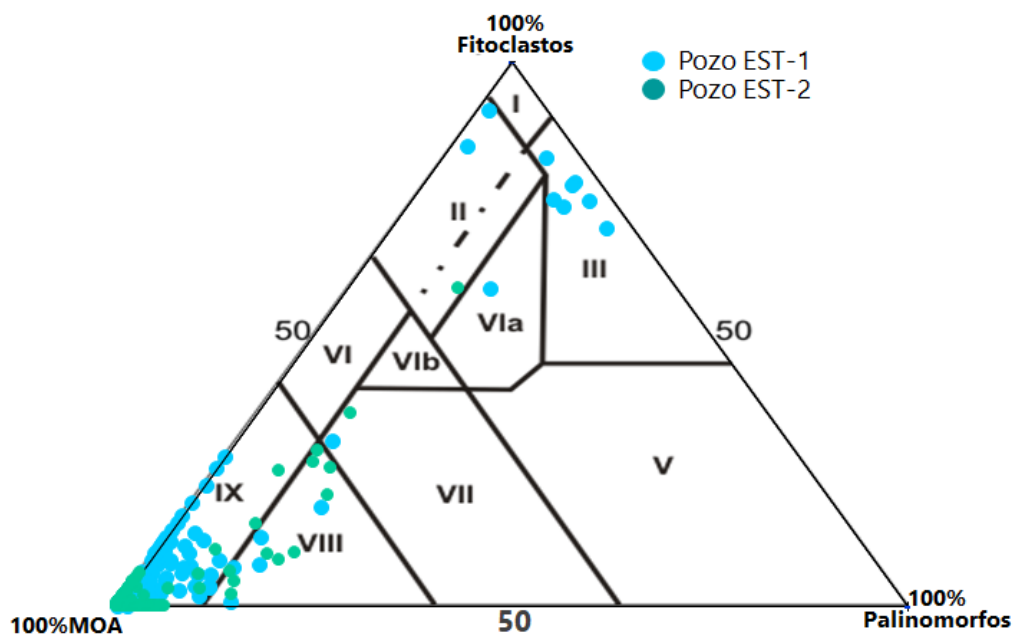


Figura 6.73. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) - Campaniano (Campaniense) en los pozos EST-1 y EST-2.

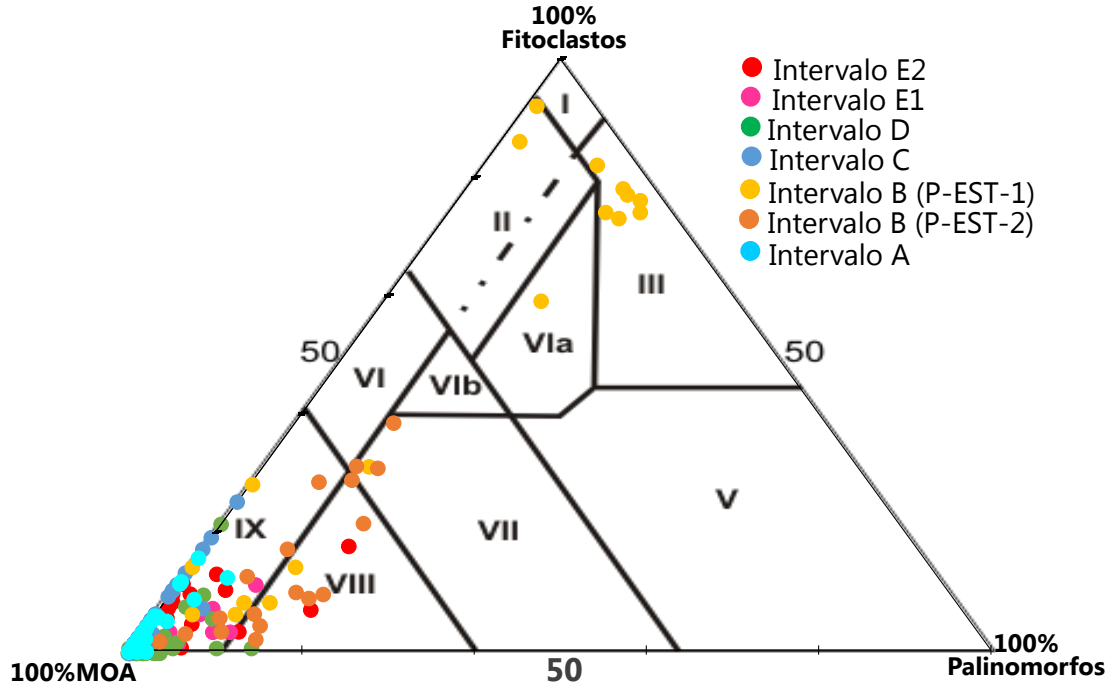


Figura 6.74. Diagrama ternario FPM (Tyson 1993, 1995) para los intervalos identificados a partir de los análisis de palinofacies en la secuencia sedimentaria Cenomaniano (Cenomaniense) - Campaniano (Campaniense) para los pozos EST-1 y EST-2.

6.2.4. CONCLUSIONES DE LOS ANALISIS DE PALINOFACIES PARA EL ESTABLECIMIENTO DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS EN EL CRETACICO DE COLOMBIA

El estudio de las palinofacies para las secuencias sedimentarias Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense) y Cenomaniano (Cenomaniense) - Campaniano (Campaniense) en el sector central de la cuenca VMM, contribuyó en la comprensión de los siguientes aspectos:

- En el sector central de la cuenca VMM (área de estudio), se logró establecer en todas las secuencias estudiadas de los distintos pozos muestreados, que hay una relación inversa entre el aporte del material terrestre y el contenido orgánico total dado por el contenido en Carbono orgánico total (%COT), aunque esto no implica que no puedan existir de buenos a excelentes contenidos orgánicos en rocas marinas con importante aporte terrestre (Kerógeno II/III).
- El intervalo sedimentario Aptiano (Aptiense) - Albiano (Albiense), correspondiente en la cuenca VMM a la Formación Tablazo, posee muy altos contenidos orgánicos, los cuales se encuentran asociados principalmente a la presencia de materia orgánica pseudoamorfa (materia orgánica amorfa entremezclada con bitumen sólido) y no a la preservación de materia orgánica amorfa en ambientes anóxicos. El ambiente propuesto para esta Formación es una plataforma de carbonatos, con fluctuaciones en el ambiente marino de plataforma media a proximal.
- El intervalo sedimentario Cenomaniano (Cenomaniense) - Campaniano (Campaniense) es muy rico en materia orgánica, lo cual se encuentra asociado a un evento global marino con la consecuente profundización de la cuenca hasta alcanzar la superficie de máxima inundación. En el área de estudio, sector central de la cuenca VMM, el paleoambiente sedimentario propuesto para esta secuencia sedimentaria, corresponden a fluctuaciones en una plataforma marina distal y una cuenca proximal subóxica-anóxica, a excepción del Turoniano Medio (Turonense Medio), periodo en el que la cuenca se someriza, depositándose material marino con aporte terrestre en un ambiente de plataforma media a proximal.

6.3. EVALUACIÓN DE LA POROSIDAD ORGÁNICA CON LA MADUREZ TÉRMICA

Los sólidos porosos contienen cavidades, canales e intersticios que, en general, son más profundos que anchos (Rouquérol et al., 1994). Algunas propiedades físicas como densidad, resistencia mecánica, conductividad térmica, etc., dependen de la estructura porosa del sólido. La **Figura 6.75** muestra la sección transversal de un sólido poroso. IUPAC (Sing et al., 1985; Rouquérol et al., 1994) establece los siguientes criterios para la clasificación de los poros:

a) En función del tamaño:

Microporos: Poros con un ancho menor de 2 nm.

Mesoporos: Poros con un ancho comprendido entre 2 y 50 nm.

Macroporos: Poros con un ancho superior a 50 nm.

b) En función de la accesibilidad a un fluido externo se tienen:

Poros cerrados (a): Se encuentran totalmente aislados de sus vecinos e influyen principalmente en las propiedades macroscópicas como densidad de carga, resistencia mecánica y conductividad térmica. Son inactivos en procesos tales como flujo de fluidos, **Figura 6.75**.

Poros abiertos (b, c, d, e, f): son aquellos que tienen canales continuos que se comunican con la superficie externa del cuerpo. Éstos a su vez pueden ser poros abiertos por un solo extremo (poros b, f; **Figura 6.75**) conocidos también como poros ciegos, y poros abiertos por los dos extremos o poros de transporte, por ejemplo, e (**Figura 6.75**).

c) En función de la forma de los poros se tiene:

Cilíndricos (abiertos: c; ciegos: f, **Figura 6.75**)

Cuello de botella (b, **Figura 6.75**)

Embudo (d, **Figura 6.75**)

Rendijas.

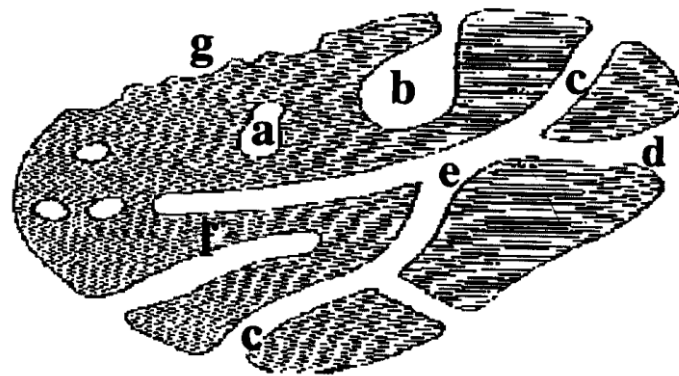


Figura 6.75. Sección transversal de un sólido poroso.

La rugosidad de la superficie externa de un sólido (g) puede constituir otra forma de porosidad. Generalmente la rugosidad superficial no se considera como porosidad excepto cuando las irregularidades son más profundas que anchas, **Figura 6.75**

En los Yacimientos de Roca Generadora (Yacimientos No convencionales), la roca generadora es la misma roca reservorio, y por definición están asociados a litologías con porosidades (\emptyset) y permeabilidades (K) relativamente bajas (\emptyset entre 6 y 12% y K generalmente menores a 0,1 md). La cantidad de materia orgánica y la madurez térmica alcanzada por la roca juegan un papel importante en la caracterización de este tipo de reservorio. A estos factores es importante añadir la porosidad, especialmente la porosidad orgánica.

La estimación de la porosidad en las rocas generadoras de hidrocarburos presenta retos adicionales a los de los reservorios convencionales, dado por el tamaño de partícula (en muchos casos tamaño lodo: 0,0039-0,0625 mm), bajas permeabilidades, presencia de minerales arcillosos, y presencia de abundante materia orgánica con capacidad adsorbente.

Para comprender el sistema porosidad orgánica vs madurez térmica, se optó por realizar un experimento de maduración artificial de una roca generadora para entender la variación de la porosidad de esa roca con la evolución térmica ante la imposibilidad de obtener muestras de características geoquímicas similares (Carbono Orgánico total, COT; potencial generador de Hidrocarburos, S₂, tipo de kerógeno, entre otros) con diferentes niveles de madurez térmica en condiciones naturales.

6.3.1. MADURACIÓN ARTIFICIAL POR EL SISTEMA DE HIDROPIRÓLISIS

6.3.1.1. Selección de la muestra a madurar por el sistema de hidropirólisis

Para el proceso de maduración artificial por el sistema de hidropirólisis, se seleccionó una muestra de roca de afloramiento del Cretácico Tardío (Coniaciano (Coniaciense)), teniendo en cuenta que en la cuenca VMM, este intervalo de tiempo presenta las características idóneas en cuanto a contenido orgánico, tipo de kerógeno y madurez térmica incipiente. Para ello, y previamente, se realizó un trabajo de levantamiento estratigráfico en diferentes sectores donde afloran secciones parciales del intervalo Cenomaniano (Cenomaniense)-Campaniano (Campaniense) en la cuenca VMM con rocas con materia orgánica inmadura, o en su defecto, situadas en etapas tempranas de la ventana de generación de petróleo. Para la localización y selección de los lugares a muestrear se consultaron trabajos previos y el mapa geológico de Ingeominas de 2007. Después de la evaluación geoquímica de las distintas secciones estratigráficas levantadas o muestreadas en los sectores de Lebrija (Santander), Aguachica (Cesar), Simití (Bolívar) y San Vicente de Chucurí (Santander), **Figura 6.76**, se concluyó que la mejor sección estratigráfica con rocas con contenido orgánico de estas características corresponde a la de la Quebrada Aguadulce situada en la jurisdicción del municipio de Lebrija (Santander), **Figura 6.77**.

En la sección de Aguadulce se levantaron aproximadamente 364 metros de secuencia sedimentaria y se tomaron 160 muestras del intervalo Turoniano-Campaniano (Turonense – Campaniense). La sección levantada se caracteriza hacia la base por una intercalación de arcillolitas, calizas y lodolitas negras calcáreas; hacia la parte media, por lodolitas negras calcáreas intercaladas con algunas capas de arcillolitas, calizas y

porcelanitas; y hacia el techo de la secuencia, se encuentra constituida por rocas fosfáticas intercaladas con arcillolitas y porcelanitas. Los resultados geoquímicos permitieron confirmar excelentes condiciones como roca generadora, con valores de contenido orgánico de buenos a excelentes (contenido en COT entre 1% y 6,8% y promedio de 3,2%), y kerógeno tipo II (*oil prone*), con valores del índice de hidrógeno IH entre 300 y 800 mg HC/g COT y promedio de 511 mgHC/g COT; (**Figura 6.78**). Adicionalmente los datos de $T_{máx}$ indican que las rocas se encuentran en etapas tempranas de la ventana de generación de petróleo, donde los valores de $T_{máx}$ varían mayoritariamente entre 430 y 441°C lo que equivale a una reflectancia de la vitrinita calculada entre 0,6 y 0,75% $R_{oequiT_{máx}}$.

A partir del análisis de los resultados geoquímicos de la sección evaluada se seleccionó una muestra con uno de los mayores contenidos orgánicos, intentando garantizar, además, la continuidad lateral y/o vertical. Asimismo, era relevante poder acceder a por lo menos 5 kg de muestra de rocas requeridas para los experimentos de hidropirólisis, teniendo en cuenta que las rocas tenían que estar bien preservadas del intemperismo (erosión y oxidación). La muestra seleccionada corresponde a una lodolita calcárea con laminación plana paralela, **Figura 6.79**.

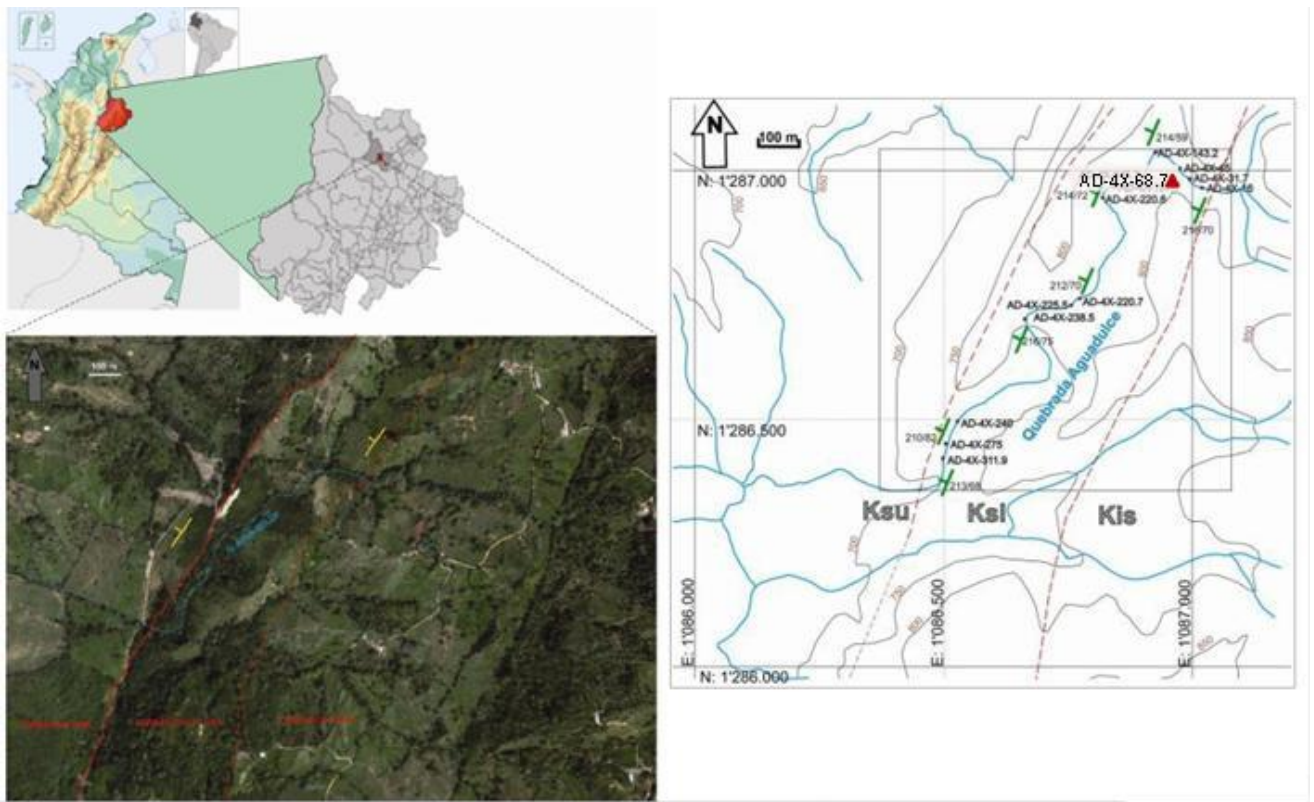


Figura 6.77. Localización del afloramiento donde se tomó la muestra seleccionada para los experimentos de maduración artificial por hidropirólisis.

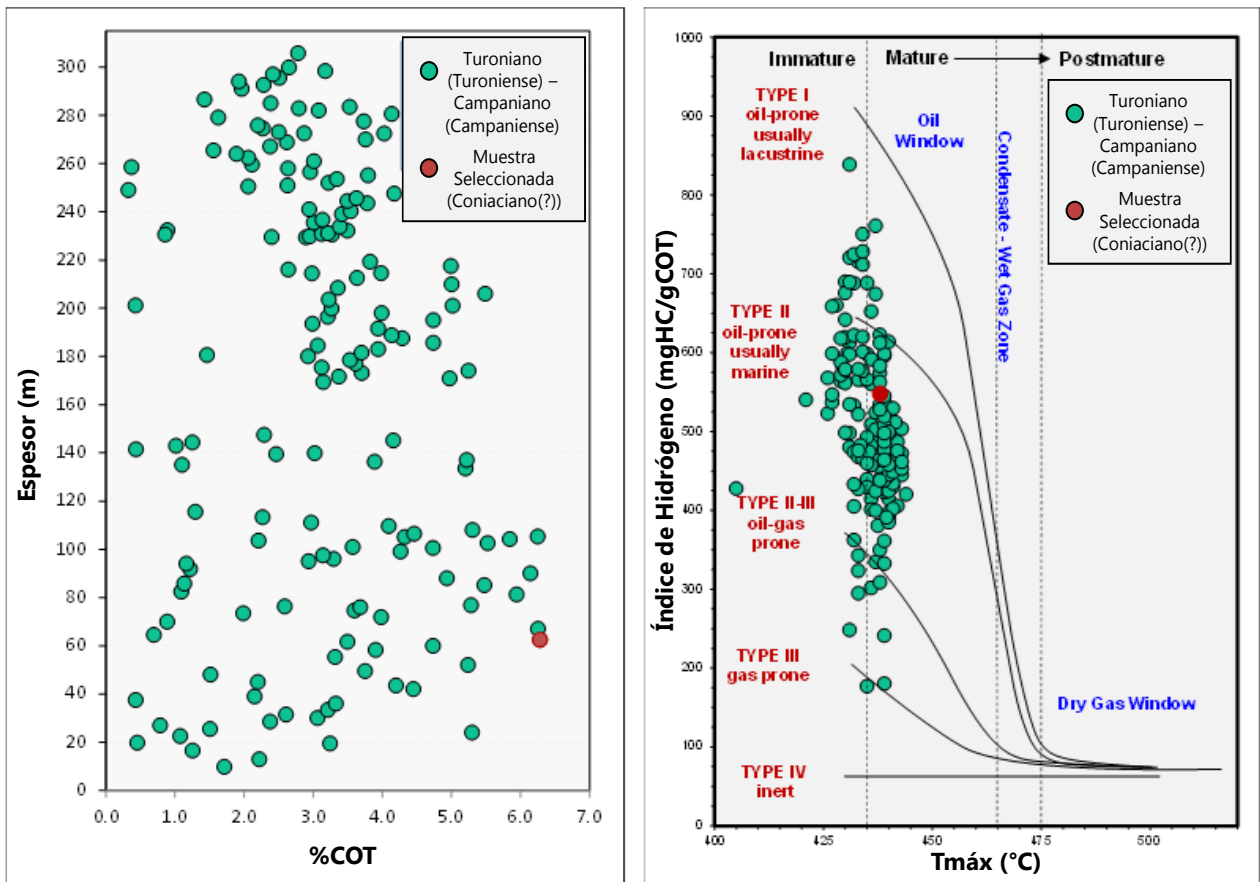


Figura 6.78. Izq. %COT (contenido orgánico) para las muestras de afloramiento de la quebrada Aguadulce y la muestra seleccionada; der. IH vs T_{máx} (pirólisis RE) para las muestras de afloramiento de la quebrada Aguadulce y la muestra seleccionada para experimentos de hidropirólisis.

La muestra seleccionada tiene un 6,3% de COT y 7,8 mgHC/gRoca de Hidrocarburos Libres (S₁); de acuerdo con el IH (Índice de Hidrógeno), el kerógeno es tipo II (548 mgHC/gTOC) y se encuentra en etapas iniciales de la ventana de generación de hidrocarburos líquidos (T_{máx} de 438°C), **Figura 6.80**. Para eliminar o retirar los hidrocarburos libres presentes en la matriz de la roca indicado por el alto valor de S₁ (7,8 mg HC/g roca) y poder cuantificar la porosidad real (incluyendo el espacio poroso relleno por los hidrocarburos libres), se procedió a lavar la muestra usando solventes orgánicos. Una vez retirados los hidrocarburos libres se realizaron análisis geoquímicos observándose

una disminución en el valor de contenido en %COT, como era de esperar, desde 6,3% a 5,5% y del valor S1 de 7,8 a 0,3 mg HC/g roca (**Figura 6.80**).

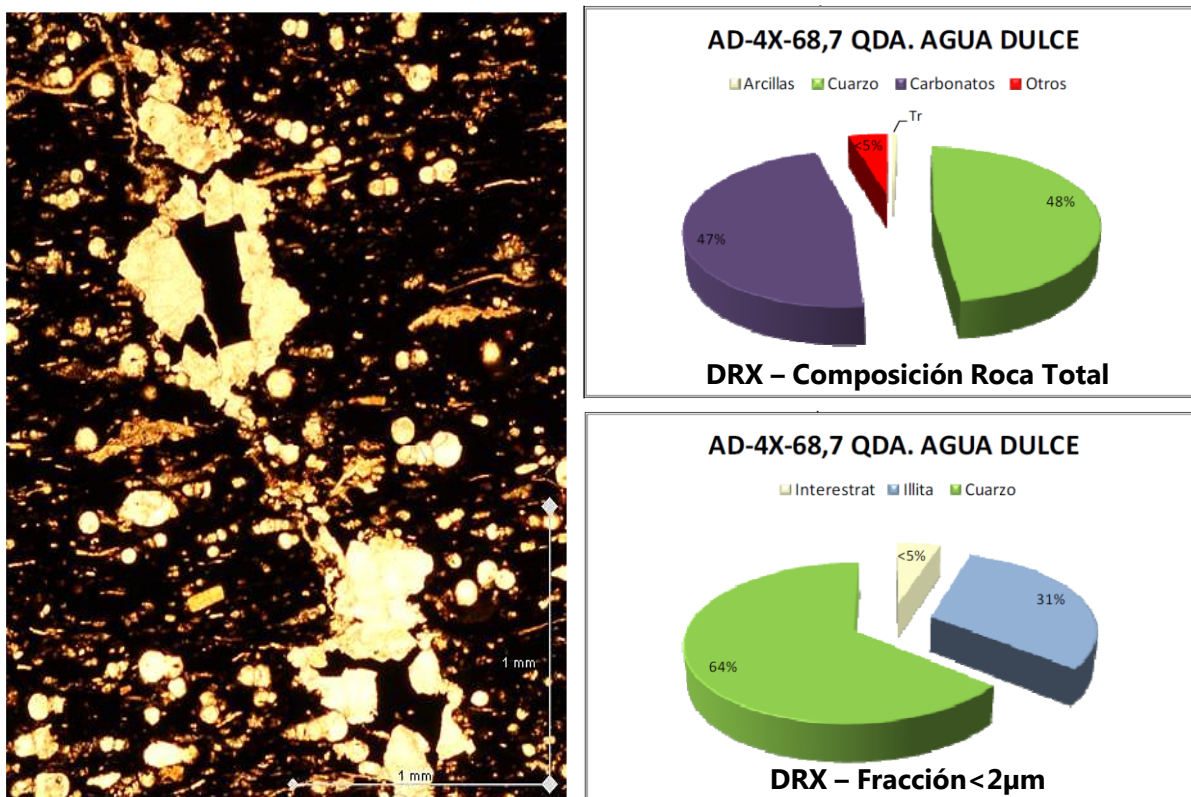


Figura 6.79. Izq.: Imágenes tomadas en microscopía de luz transmitida de la muestra seleccionada para este estudio, correspondiente a la petrofacies Arcillolita Fosilífera Rica en Materia Orgánica; Der.: Resultados DRX (Composición Roca Total y Fracción menor a 2 micras) para la misma muestra.

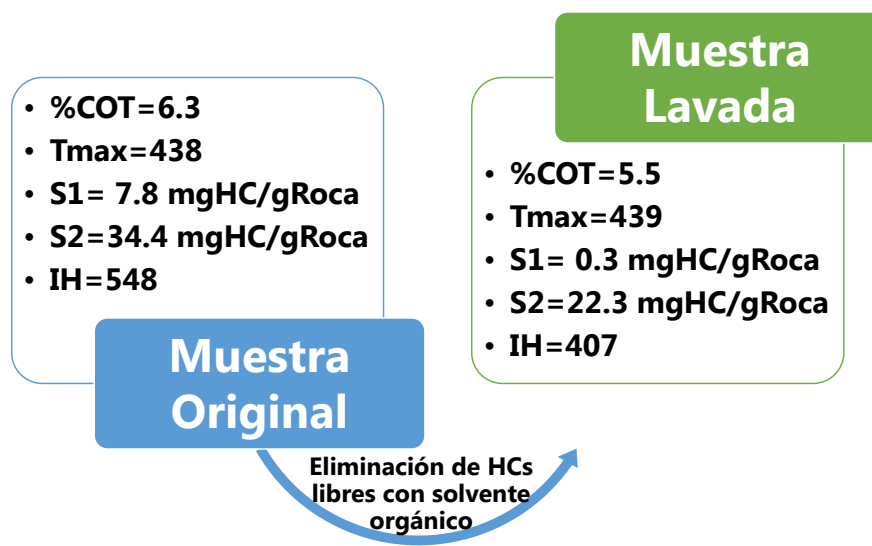


Figura 6.80. Resultados de la caracterización geoquímica COT-Leco y Pirólisis Rock-Eval de la muestra seleccionada (Referencia: AD-4X-68.7) en condiciones originales (bruta) y posteriormente lavada con disolventes orgánicos (diclorometano).

La maduración artificial por el proceso de hidropirólisis se realizó por medio del dispositivo descrito en la sección de Muestras y Procedimientos Analíticos. Para ello se utilizó una muestra de roca lavada, libre de hidrocarburos ligeros contenidos inicialmente en su matriz.

Con el propósito de obtener diferentes niveles de madurez térmica se diseñó un plan de experimentos bajo condiciones de temperatura y tiempo específicas. Los experimentos fueron divididos en series de temperatura, donde se modificaba la temperatura mientras el tiempo se mantenía constante. La temperatura inicial usada fue de 290°C y la temperatura máxima fue de 365°C. Adicionalmente se realizaron cuatro series de tiempo, donde se mantenía constante la temperatura y se modificaba el número de horas del experimento. En las **Tablas 6.1** y **6.2** se resumen las condiciones de los experimentos realizados.

Después de cada experimento de hidropirólisis la roca pirolizada se sometió nuevamente a extracción (lavado), mediante solventes orgánicos de los hidrocarburos líquidos generados térmicamente, pero que no llegaron a ser expulsados y que quedaron retenidos en los espacios porosos de la roca/materia orgánica/bitumen sólido. La roca extraída o libre de hidrocarburos fue analizada para determinación del contenido en Carbono orgánico (% COT) y por pirólisis Rock Eval con el propósito de evaluar la evolución de los parámetros geoquímicos, especialmente los de madurez térmica y seleccionar las muestras más apropiadas para realizar los análisis de porosidad.

Los resultados geoquímicos de las series de evolución artificial por hidropirólisis mostraron que se ha reproducido la evolución orgánica de manera consistente con lo observado en la naturaleza, por lo tanto, pueden ser utilizados para evaluar la porosidad con el aumento de la madurez térmica. A partir de los perfiles de madurez térmica obtenidos se seleccionaron seis muestras de la serie de temperatura (muestras sombreadas en la **Tabla 6.1**) y cuatro muestras de la serie de tiempo (muestras sombreadas en la **Tabla 6.2**) para evaluar, tanto la porosidad total de las rocas como el comportamiento de la porosidad orgánica con el incremento de la madurez térmica.

Una vez seleccionadas las muestras con niveles de madurez térmica diferentes (obtenidos de los experimentos de maduración artificial por hidropirólisis), se procedió a la caracterización y estimación de la porosidad en cada una de ellas, así como en la muestra inicial tanto lavada como sin lavar con solventes orgánicos, para un total de 12 muestras. La evaluación se realizó teniendo en cuenta tres aspectos: los parámetros geoquímicos (COT, pirólisis Rock Eval y petrografía orgánica) para determinar las características del reservorio como cantidad de materia orgánica y madurez térmica; una caracterización por microscopía (SEM, microscopia óptica) para identificar y visualizar la morfología de los poros y el material orgánico relacionado a estos y por último la estimación de la porosidad

(picnometría de helio, porosimetría de mercurio y adsorción de gases (N_2 a $-196^\circ C$ y CO_2 a $0^\circ C$)) para calcular el volumen de poro, la distribución de los tamaños de poros y el área superficial, entre otros, (**Figura 6.75**).

Tabla 6.1. Condiciones de los experimentos de hidropirólisis para la serie de temperatura. Las muestras sombreadas fueron seleccionadas para análisis de porosidad.

Serie de Temperatura		
Experimento No.	Temp [$^\circ C$]	Tiempo [h]
1	290	72
2	300	72
3	310	72
4	320	72
5	330	72
6	345	72
7	355	72
8	360	72
9	365	72

Tabla 6.2. Condiciones de los experimentos de hidropirólisis para las series de tiempos. Las muestras sombreadas fueron seleccionadas para análisis de porosidad.

Series de tiempo			Series de tiempo		
Experimento No.	Temp [$^\circ C$]	Tiempo [h]	Experimento No.	Temp [$^\circ C$]	Tiempo [h]
1	300	36	9	330	36
2	300	48	10	330	48
3	300	96	11	330	96
4	300	120	12	330	120
5	315	36	13	345	36
6	315	48	14	345	48
7	315	96	15	345	96
8	315	120	16	345	120

6.3.2. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROGRAFÍA ORGÁNICA DE LA SERIES HIDROPIROLIZADAS

Los resultados de la caracterización geoquímica de la muestra original, libre de hidrocarburos y de las muestras hidropirolizadas se presentan en la **Tabla 6.3**.

Tal y como se observa en esta **Tabla 6.3**, se tienen niveles de madurez orgánica que van desde las etapas iniciales de la ventana de generación de petróleo (aceite) en la muestra inicial (sin calentamiento, valores de T_{máx} cercanos a 438°C) a etapas de la ventana de generación de gas con valores de T_{máx} cercanos a 493°C, en la muestra sometida a mayor calentamiento. Adicionalmente se observa una disminución consistente de los valores de IH (índice de hidrogeno) desde 407 mg HC/g TOC hasta valores cercanos a 70 mg HC/g COT y de COT desde 5,5 hasta 4,2%, (**Tabla 6.3, Figura 6.81**) para las rocas más evolucionadas térmicamente.

Tabla 6.3. Resumen de resultados geoquímicos para las series de rocas hidropirolizadas.

Muestra	TOC (%wt)	TMAX (°C)	S1 (mg HC/g roca)	S2 (mg HC/g roca)	S3 (mg CO2/g roca)	HI (mg HC/g COT)	OI (mg CO2/g COT)
Original	6,28	438	7,81	34,40	0,20	548	3
Libre de HCs	5,48	439	0,27	22,30	0,35	407	6
300°C/72HORAS	5,09	442	0,18	16,55	0,28	325	6
320°C/72HORAS	4,62	444	0,07	13,35	0,29	289	6
330°C/72HORAS	4,54	447	0,27	11,18	0,24	246	5
345°C/72HORAS	4,28	455	0,12	6,68	0,37	156	9
355°C/72HORAS	4,29	463	0,22	4,11	0,28	96	7
365°C/72HORAS	4,16	493	0,27	2,98	0,37	71	9
330°C/36HORAS	5,31	443	1,35	16,77	0,33	316	6
330°C/48HORAS	4,50	444	0,12	12,92	0,31	287	7
330°C/96HORAS	4,50	450	0,10	10,25	0,35	228	8
330°C/120HORAS	4,40	448	0,15	9,83	0,31	223	7

Adicionalmente se realizó el análisis visual del kerógeno (AVK) de estas muestras, con el objetivo de establecer el tipo de materia orgánica presente y estimar un nivel de la madurez de la roca, con base en la coloración de la materia orgánica y/o intensidad de la fluorescencia.

Los resultados muestran que hay buena recuperación de materia orgánica en las muestras, reflejo de los relativos altos contenidos orgánicos (COT entre 4,2 y 6,3%). La materia orgánica predominante es de tipo amorfo no fluorescente de origen marino (más de 80%), lo cual se puede evidenciar en el análisis visual del kerógeno, **Figura 6.82**, y posiblemente es producto de la degradación bacteriana de la liptinita. Se reconocieron trazas de liptinitas (especialmente algas marinas) y de partículas oscuras con bordes rectilíneos que parecen corresponder a fragmentos de bitumen sólido y/o fitoclastos. El claro predominio de materia orgánica marina imposibilitó tener una valoración de la madurez térmica de manera confiable, ya que solo se identificaron esporádicamente esporas y/o granos de polen que permitieran obtener un valor de índice de coloración de esporas (ICE).

Los análisis petrográficos permiten señalar que el cambio en el color de la materia orgánica con la evolución térmica no es drástico (varía gradualmente de color café oscuro a negro). Sin embargo, cuando se entra en la ventana de generación de aceite, la fluorescencia de la materia orgánica amorfa empieza a perderse rápidamente. En etapas de madurez térmica temprana (0.7% - 0.8%Ro), el color de la materia orgánica amorfa se torna más oscuro (fluorescencia débil a nula), inicialmente tiene aspecto grumoso y a medida que avanza hacia el pico de generación de hidrocarburos aparece entremezclada con placas de materia orgánica muy parecidos a los fitoclastos opacos, los cuales se van incrementando en la medida que se alcanza la ventana de gas (**Figura 6.83**). Lo anterior se

debe a la presencia de bitumen sólido y a su incremento gradual (cantidad y tamaño) con la evolución térmica de la roca.

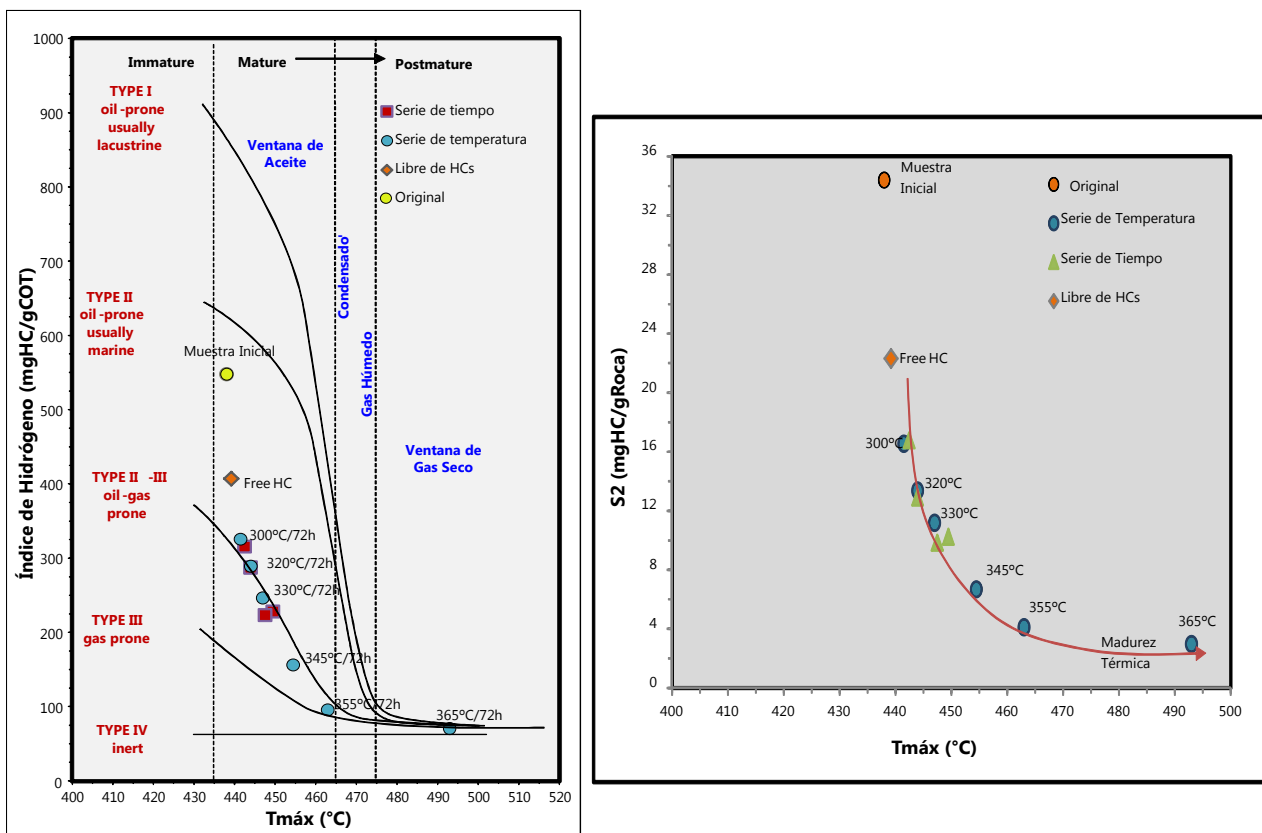


Figura 6.81. Evolución de los parámetros geoquímicos para las muestras evolucionadas térmicamente por hidropirólisis.

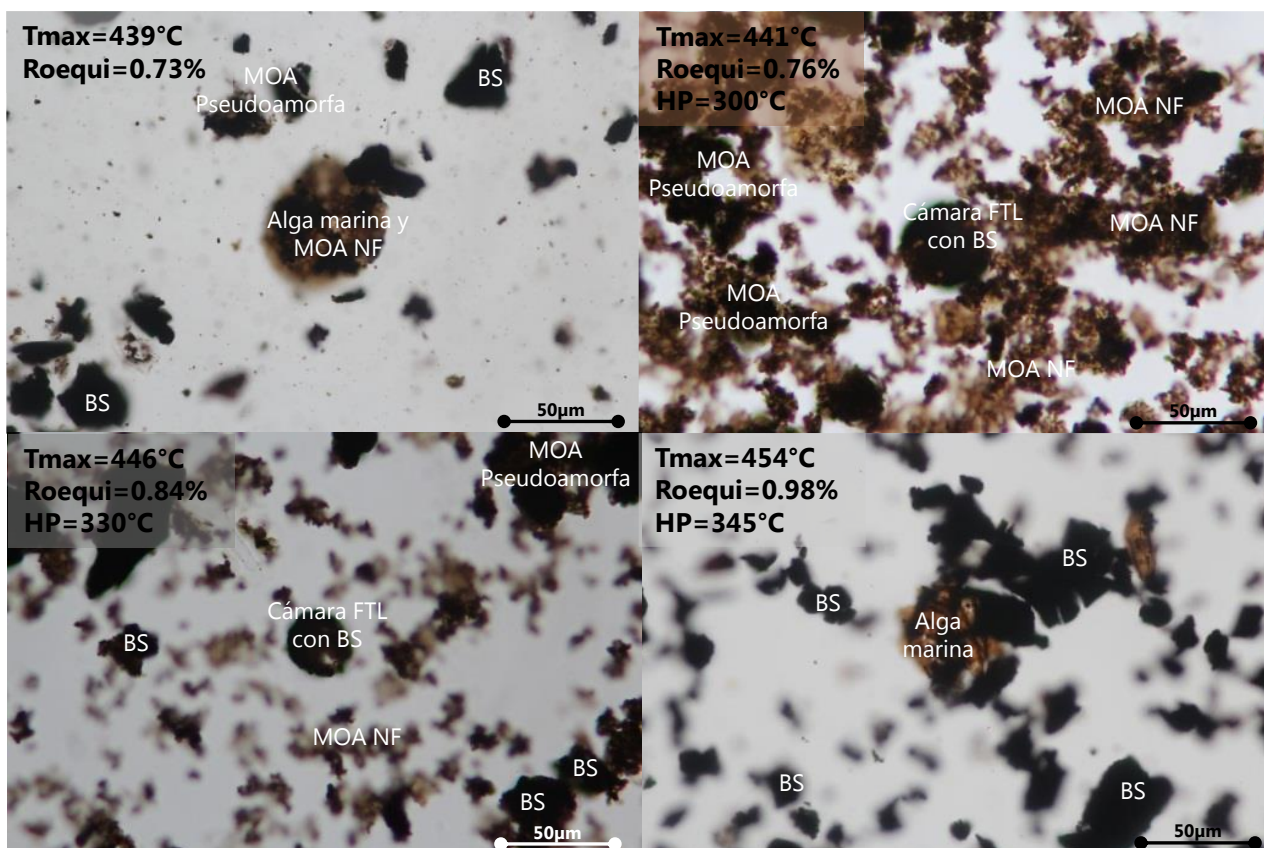


Figura 6.82. Imágenes en microscopía de luz blanca transmitida de la muestra original y de las muestras hidropirolizadas. Se observa un predominio de materia orgánica amorfa entremezclada con bitumen sólido. El bitumen sólido aumenta en cantidad y tamaño con el incremento de la evolución térmica.

El análisis visual del kerógeno (AVK) se complementó con el reconocimiento de las partículas orgánicas (en bloque pulidos de roca) por microscopía óptica de luz blanca reflejada, donde además se midió la reflectancia de los componentes que parecen ser vitrinitas. Como algunas de las partículas orgánicas corresponden a bitúmenes sólidos susceptibles de presentar anisotropía, se empleó en su caracterización petrográfica luz polarizada y una placa de retardo de 1 lambda. Adicionalmente se realizaron observaciones por microscopía de fluorescencia con excitación en el azul-violeta. Los resultados de estos análisis confirmaron un predominio de la materia orgánica de origen marino y ante la imposibilidad de encontrar partículas de vitrinitas (maceral derivado de plantas superiores

asociadas principalmente a ambientes con influencia continental), no se pudo hacer lectura de reflectancia de la vitrinita (R_o) para estimar la madurez térmica por medición directa. Sin embargo, en todas las muestras si se pudo identificar abundante bitumen sólido, que se presenta rellenando total o parcialmente cavidades huecas (de foraminíferos y/u otros microorganismos) y/o fracturas, disperso en la matriz mineral o bien, concentrado a modo de placas de gran tamaño (>100 micras), este último es más escaso (**Figura 6.83**).

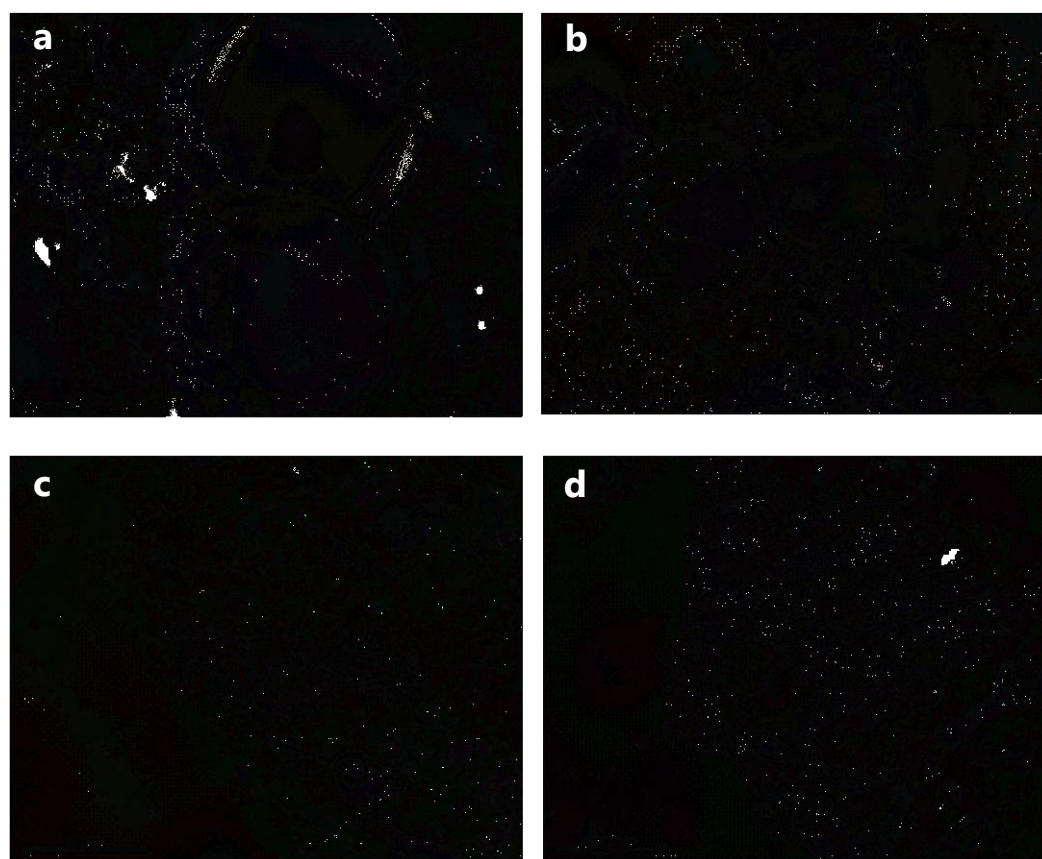


Figura 6.83. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz blanca reflejada e inmersión en aceite. Bitumen sólido de la muestra original: a-b) rellenando parcialmente cavidades de foraminíferos (reflectancia del bitumen: 0,55%); c) entremezclado con la materia mineral, y d) a modo de placas de gran tamaño.

La caracterización por microscopía electrónica (SEM-EDX) permitió identificar y visualizar la morfología de los poros y la materia orgánica (bitumen) relacionada a éstos

(Figura 6.84). Además, se pudo definir la composición elemental de la sustancia bituminosa, que tiene una composición dominada por carbono y donde el azufre y vanadio son también importantes. Adicionalmente se identificó Silicio (Si) y Calcio (Ca) como parte de los elementos de la materia mineral, fundamentalmente constituida por carbonato de calcio (cámaras de foraminíferos), silicatos y cuarzo tamaño arcilla (matriz de la roca) (Figuras 6.84 y 6.85).

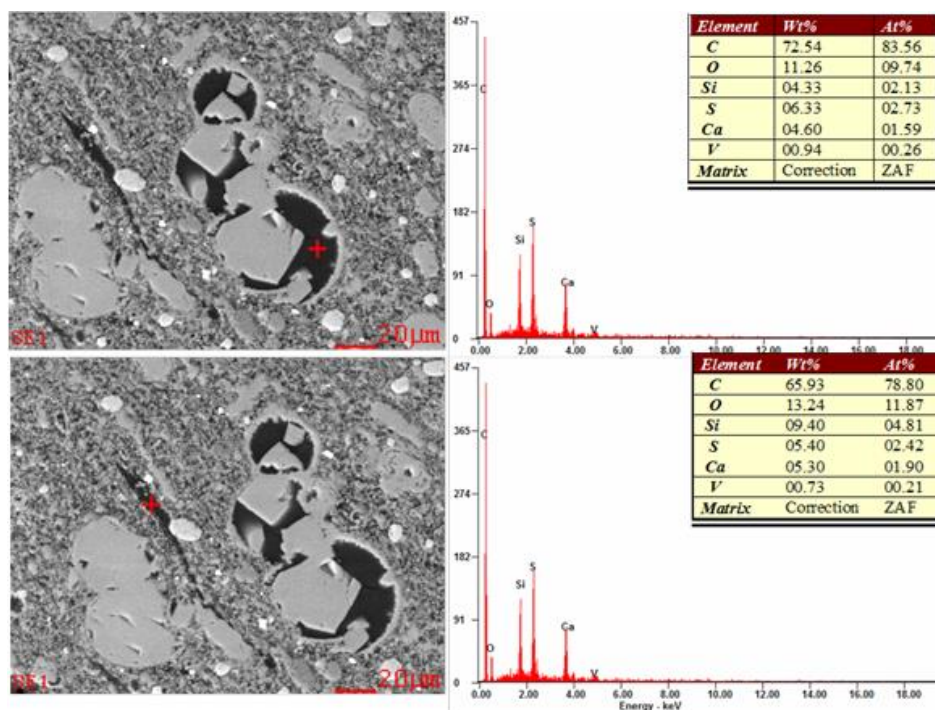


Figura 6.84. Imágenes obtenidas por Microscopía electrónica de barrido (SEM). Arriba: Foraminífero con las cámaras ocupadas parcialmente por bitumen sólido. Abajo: Grieta con bitumen sólido. El C, S y V son elementos propios y típicos de los bitúmenes sólidos.

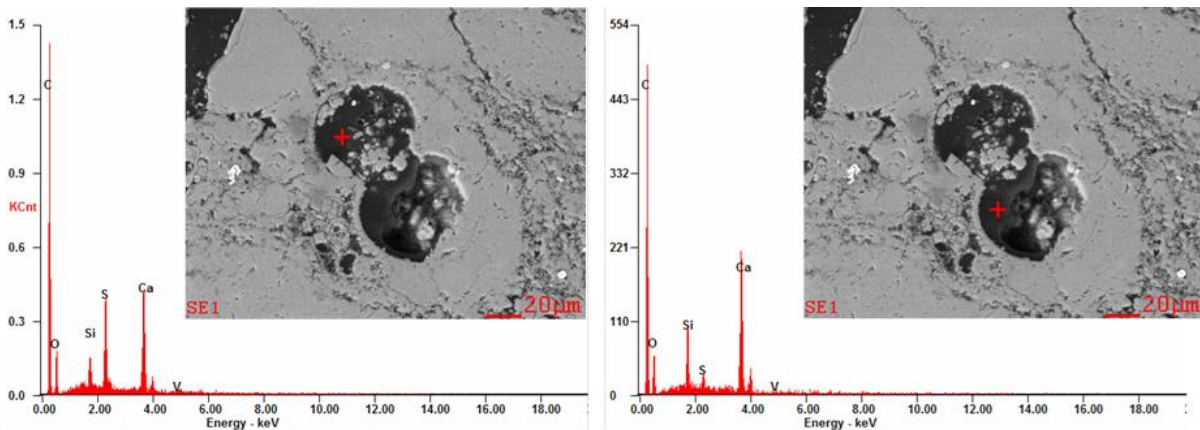


Figura 6.85. Imágenes obtenidas por Microscopía electrónica de barrido (SEM). Foraminífero con las cámaras ocupadas parcialmente por bitumen sólido. El análisis EDX muestra la presencia de azufre (S) y Vanadio (V).

En los análisis SEM se puede apreciar cómo a medida que aumenta la madurez térmica de las muestras se van desarrollando poros e irregularidades en el bitumen sólido, asimismo se aprecia que el bitumen va disminuyendo su volumen dentro las cavidades de los foraminíferos y fisuras (**Figura 6.86**).

La microscopía óptica también permitió identificar el desarrollo de porosidad, reducción en el volumen ocupado por los bitúmenes y un desarrollo de la anisotropía óptica (**Figura 6.87**). Esto es especialmente evidente en las muestras tratadas a 320°C y a mayores temperaturas, para las que el desarrollo de anisotropía, porosidad y reducción en volumen de los bitúmenes sólidos es claramente visible. En la **Figura 6.88** se observa que en la muestra inicial, el bitumen sólido ocupa la casi totalidad de las cavidades huecas presentando una superficie bastante homogénea y compacta; mientras que a medida que aumenta la madurez térmica, disminuye el volumen de bitumen en los espacios ocupados por este, los bordes son más difusos e irregulares y en la superficie del bitumen se observan fracturas y discontinuidades (asociado a textura porosa). Esto implica un craqueo térmico

bel bitumen (por incremento de la temperatura durante el proceso de hidropirólisis) con generación de gas.

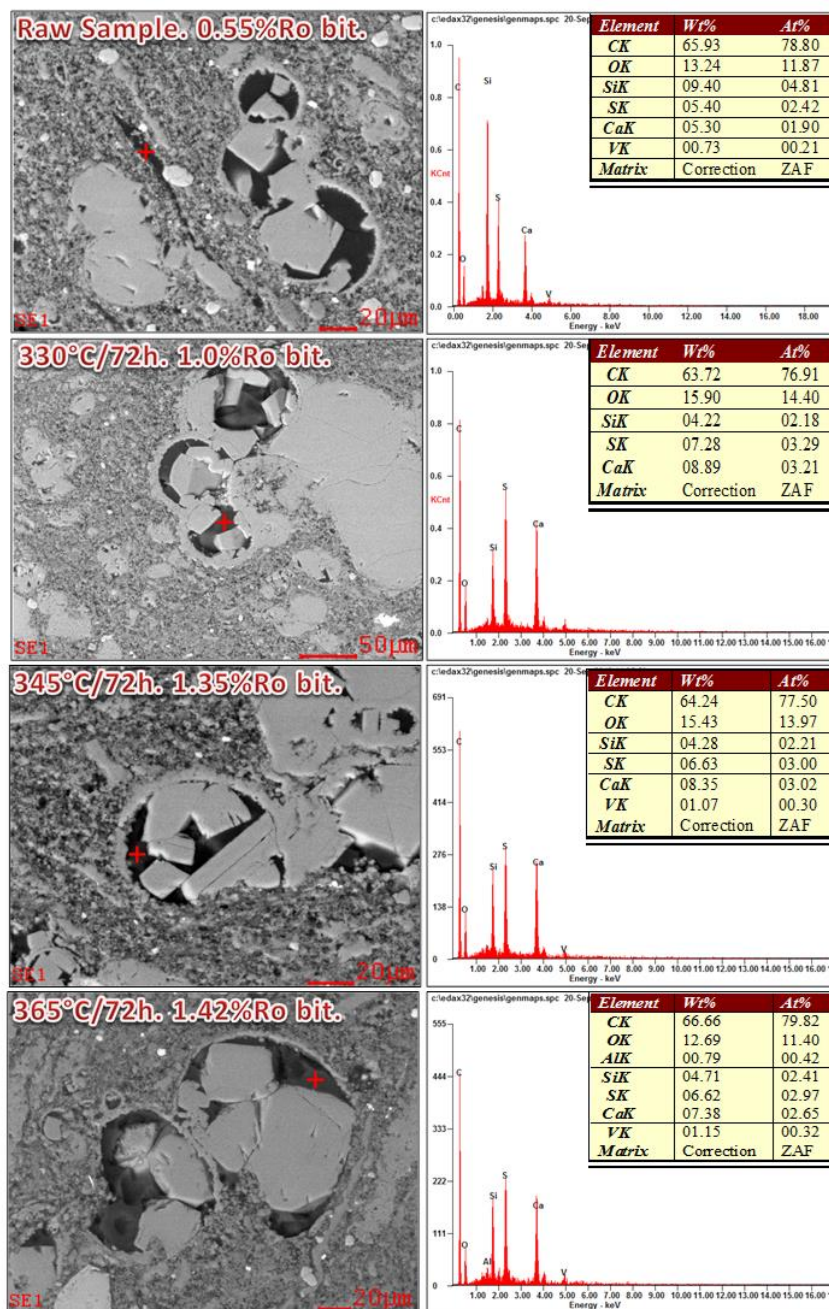


Figura 6.86. Imágenes SEM-EDX de la muestra de partida y de las muestras obtenidas a diferentes temperaturas de hidropirólisis (330°C, 345°C y 365°C). Se observa desarrollo de porosidad,

reducción en el volumen y cambio en los tonos de grises desde oscuros hasta claros del bitumen sólido.

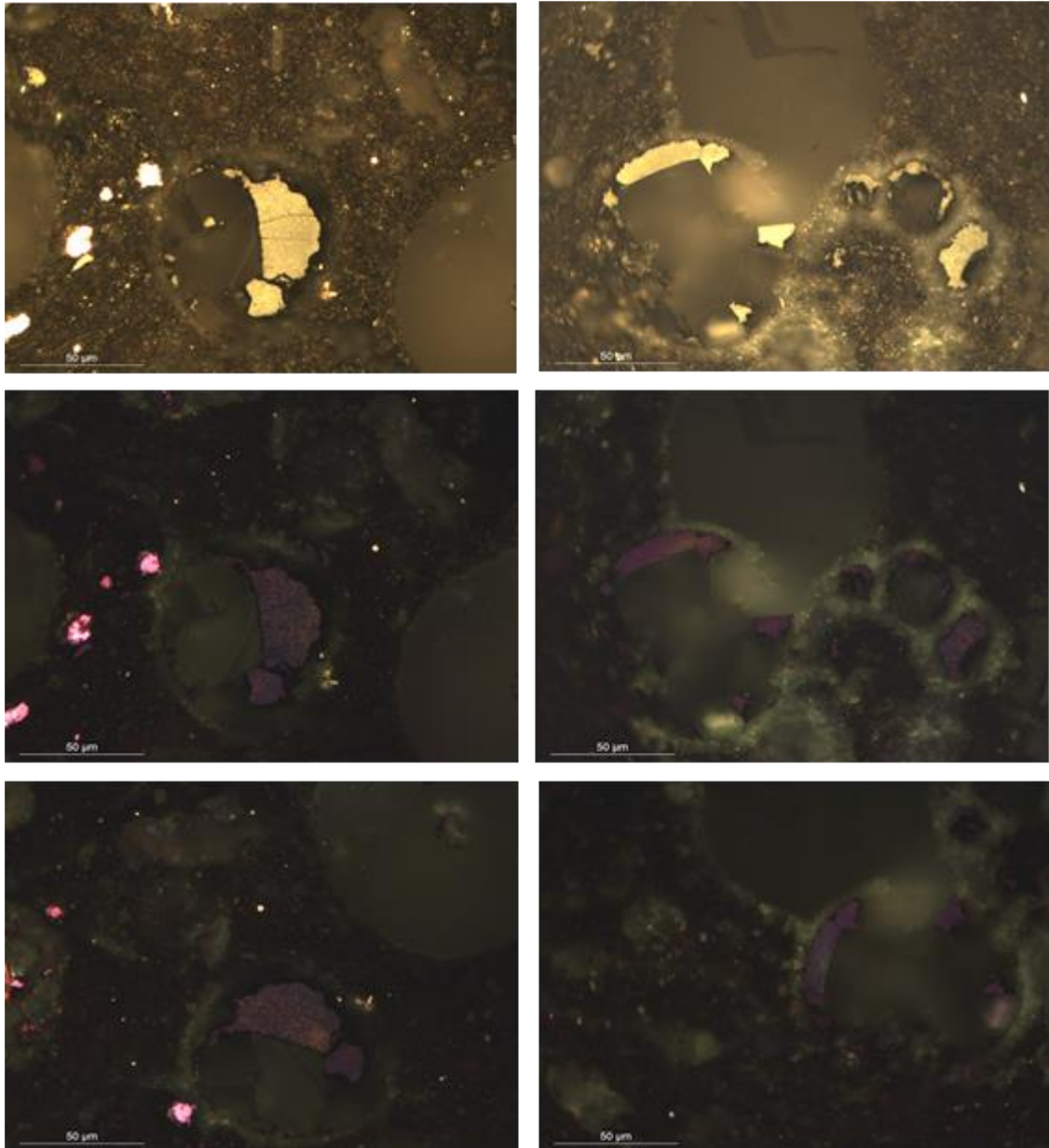


Figura 6.87. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz blanca reflejada (arriba), luz polarizada y placa de retardo (centro-abajo). Bitumen sólido de la muestra tratada a 345°C/72h. Desarrollo importante de la anisotropía (distinto color e intensidad) en el bitumen sólido que ha incrementado su reflectancia (RoBS: 1,35%). Las imágenes de la parte media e inferior han sido tomadas en luz polarizada + placa de retardo de 1λ y en dos posiciones diferentes (rotación de la platina del microscopio).

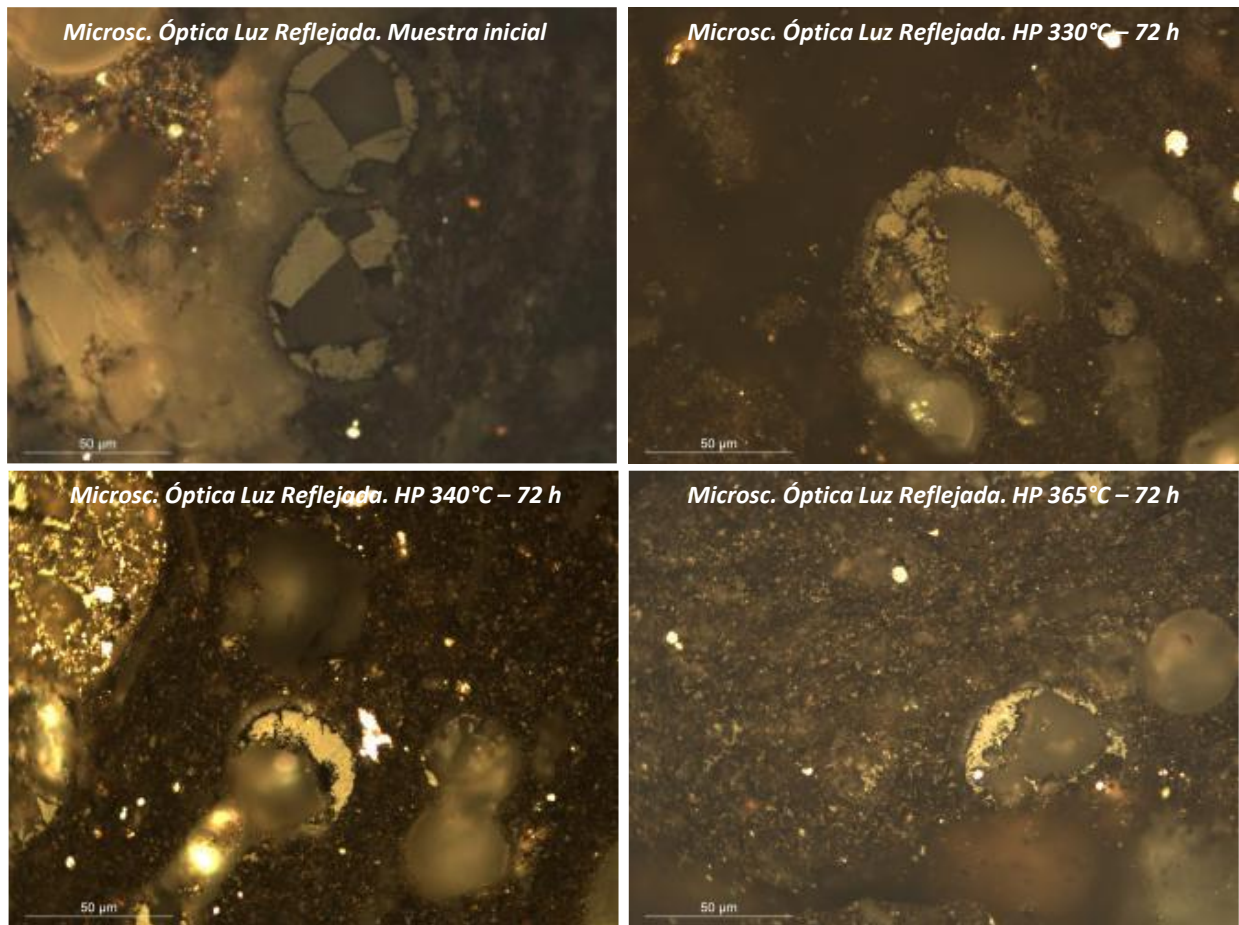


Figura 6.88. Imágenes tomadas en microscopía óptica de luz blanca reflejada. Desarrollo de porosidad y reducción en volumen del bitumen sólido en la muestra original y en las sometidas a hidropirólisis (330°C, 340°C y 365°C). Obsérvese además el cambio de tonalidades de color que implica, además, un aumento de su reflectancia.

6.3.3. ESTIMACIÓN DE LA POROSIDAD EN LAS SERIES HIDROPIROLIZADAS

Los métodos para la estimación de la porosidad fueron seleccionados en base a las características propias de las rocas generadoras, atendiendo a los tamaños de poros que cada técnica permite determinar y descrita en la sección de procedimiento analíticos (**Figura 6.89**).

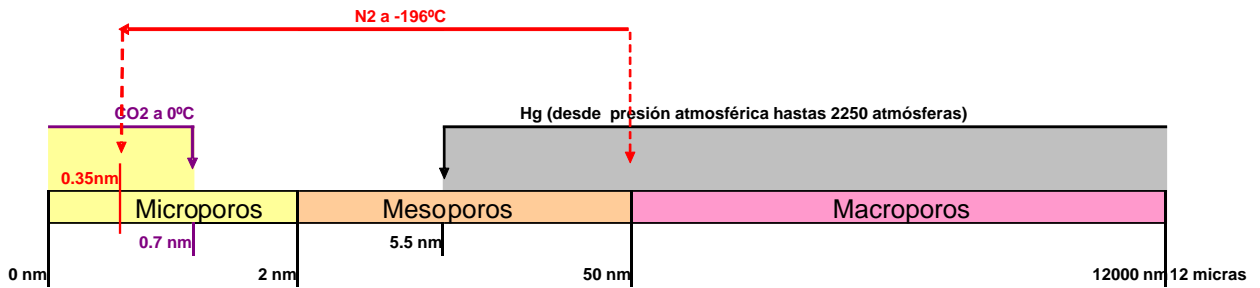


Figura 6.89. Clasificación de los tamaños de poro en un material y alcances de las técnicas usadas. En el estudio de las muestras por porosimetría de Hg se utiliza como ángulo de contacto 130° y de tensión superficial de mercurio 485 dyn/cm.

6.3.3.1. Picnometría de Helio y Porosimetría de Mercurio

En la **Tabla 6.4** se presentan los resultados de las muestras original, original libre de hidrocarburos y las hidropirolizadas en términos de contenido en carbono orgánico total, $T_{m\acute{a}x}$, reflectancia de bitumen sólido, densidad real (obtenida por picnometría de helio), densidad aparente (obtenida por porosimetría de mercurio a presión de 0,1013 MPa), densidad esquelética (obtenida por porosimetría de mercurio a presión de 228 MPa), y datos de porosidad que presentan las muestras para distintos intervalos de tamaños de poro.

Tabla 6.4. Valores del COT (TOC), T_{máx} de la Pirólisis Rock-Eval, reflectancia del bitumen sólido (%Robs), densidad real (densidad por picnometría de He), densidad aparente y esquelética (densidades por porosimetría de mercurio), y porosidades para la muestra original, original libre de hidrocarburos y las hidropirólizadas en diferentes condiciones experimentales.

Muestra	TOC (%wt)	Madurez Térmica		Picnometría de Helio y Porosimetría de Mercurio					
		TMAX (°C)	Bit, Ro (%)	Densidad Real (g/cm ³)	Densidad Aparente (g/cm ³) (P=0,1013 MPa)	Densidad Esquelética (g/cm ³) (P=228 MPa)	Porosidad (%) [>0,2-12000 nm]	Porosidad (%) [5,5-12000 nm]	Porosidad (%) [>0,2-5,5 nm]
Original	6,28	438	0,55	2,433	2,319	2,394	4,69	3,16	1,53
Libre de HCs	5,48	439	0,55	2,467	2,174	2,341	11,87	7,12	4,75
300°C/72HORAS	5,09	442	0,65	2,494	2,186	2,427	12,36	9,95	2,40
320°C/72HORAS	4,62	444	0,94	2,495	2,191	2,444	12,18	10,36	1,83
330°C/36HORAS	5,31	443	0,96	2,484	2,160	2,431	13,03	11,13	1,90
330°C/48HORAS	4,5	444	0,96	2,473	2,166	2,442	12,40	11,31	1,09
330°C/72HORAS	4,54	447	1,01	2,509	2,127	2,406	15,20	11,57	3,63
330°C/96HORAS	4,5	450	1,08	2,484	2,149	2,449	13,50	12,26	1,24
330°C/120HORAS	4,4	448	1,12	2,511	2,138	2,452	14,85	12,79	2,06
345°C/72HORAS	4,28	455	1,35	2,540	2,183	2,482	14,07	12,04	2,03
355°C/72HORAS	4,29	463	1,55	2,528	2,135	2,471	15,54	13,59	1,94
365°C/72HORAS	4,16	493	1,65	2,522	2,091	2,461	17,09	15,04	2,06

Una imprecisión de la porosimetría de mercurio, en el caso de estudiar materiales particulados, es determinar a qué presión mínima tiene lugar el llenado de los huecos interparticulares. Esto es algo que aún no está resuelto y si bien algunos autores consideran una presión de 4,2 atmósferas, otros lo realizan a presión atmosférica. En este estudio se va a considerar que a presión atmosférica ya ha tenido lugar el llenado de los huecos interparticulares, por lo que no se tuvieron en cuenta los datos obtenidos a presiones en el intervalo 0,005-0,1013 MPa, ya que estarían influenciados por el espaciado interparticular y no de los poros de las partículas en sí mismas.

Los resultados de las dos primeras muestras, **Tabla 6.4**, corresponden a los de la muestra inicial (sin hidropirólizar) sin lavar o retirar los hidrocarburos presentes en la matriz de la roca (original) y a los de la misma muestra después de retirar los hidrocarburos libres. Al comparar los resultados de ambas muestras se puede apreciar la variación de propiedades físicas como la densidad real, densidad aparente y la densidad esquelética. La

densidad real aumenta desde $2,433 \text{ g/cm}^3$ a $2,467 \text{ g/cm}^3$, lo que es consistente con las características de las muestras, ya que, en la muestra original, el hidrocarburo está ocupando espacio poroso, haciendo que el volumen de las partículas sea mayor y por lo tanto disminuyendo la densidad real. En el caso de la muestra lavada, y por lo tanto libre de hidrocarburos ligeros ocluidos en los poros, el volumen de las partículas es menor, razón por la que aumenta la densidad real.

Para el caso de la densidad aparente ocurre lo contrario, ya que la muestra original presenta mayor densidad aparente ($2,319 \text{ g/cm}^3$) que la muestra libre de hidrocarburos ($2,174 \text{ g/cm}^3$). Esto también es consistente debido a que la masa de un volumen aparente en la muestra original es mayor por la presencia de hidrocarburos en el espacio poroso, mientras que, en la muestra libre de hidrocarburos, en el mismo volumen aparente de roca habría menos masa debido a un mayor espacio poroso (vacío) dejado libre al retirar el hidrocarburo que lo ocupaba.

Los valores de porosidad en la muestra original y la original libre de hidrocarburos para poros en el rango $>0,2-12000 \text{ nm}$ calculado a partir de la densidad aparente y real pasa de $4,7\%$ a $11,9\%$, indicando que $7,2\%$ en volumen de la muestra estaba ocupada por los hidrocarburos libres, mientras que la porosidad para poros en el rango $5,5-12000 \text{ nm}$ y medida por porosimetría de mercurio pasa de $3,2\%$ a $7,1\%$, indicando que en este rango de poros cerca del $3,9\%$ del volumen de la muestra estaba ocupada por hidrocarburos libres. Sustrayendo las porosidades antes mencionadas se puede conocer la porosidad para poros en el rango $>0,2-5,5 \text{ nm}$ (**Tabla 6.4**), que para el caso de las muestras en cuestión los valores pasan de $1,5\%$ a $4,7\%$ indicando que un $3,2\%$ del volumen de la roca, para los poros en este rango, estaba ocupado por hidrocarburos. Según estos datos en la muestra original lavada y libre de hidrocarburos la porosidad en el rango $>0,2-5,5 \text{ nm}$ representa aproximadamente el 40% de la porosidad. Es importante tener presente que esta muestra

se encuentra en etapas tempranas o iniciales de la ventana de generación de petróleo/aceite.

En cuanto a los resultados obtenidos para las muestras hidropirolizadas con distintos niveles de madurez (dado por los valores de la $T_{\text{máx}}$ del Rock-Eval) y partiendo de la muestra sin calentar que se encuentra en etapas tempranas de la ventana generación de aceite ($T_{\text{máx}} = 438\text{-}439^{\circ}\text{C}$, R_o equivalente de la vitrinita igual a 0,72%) y hasta la muestra de mayor madurez térmica ($365^{\circ}\text{C}/72\text{hr}$) situada en la ventana de generación de gas con una $T_{\text{máx}}$ de 493°C (R_o equivalente de la vitrinita entre 1,3 y 1,6%) también se presentan en la **Tabla 6.4**. Aquí, se observa que la densidad real, en general, se va incrementando progresivamente desde la muestra original lavada y libre de hidrocarburos con densidad real de $2,467\text{ g/cm}^3$ hasta un valor de $2,522\text{ g/cm}^3$ en la muestra más madura ($365^{\circ}\text{C}/72\text{ hr}$), sin embargo, la variación no es lineal. Este incremento de la densidad real puede estar relacionado con la creación de poros por craqueo térmico de la materia orgánica, especialmente del bitumen sólido de estas muestras, a medida que aumenta la madurez térmica (ver $T_{\text{máx}}$ en **Tabla 6.4**). El aumento de la porosidad implica un decrecimiento en el contenido en carbono orgánico total, %COT (TOC por sus siglas en inglés), por lo que predomina la materia mineral que es más densa. Es decir, un incremento en la madurez térmica conlleva un decrecimiento en el contenido en C para esta serie hidropirolizada debido al craqueo térmico de su materia orgánica y por lo tanto un aumento de la densidad real (**Figura 6.90**).

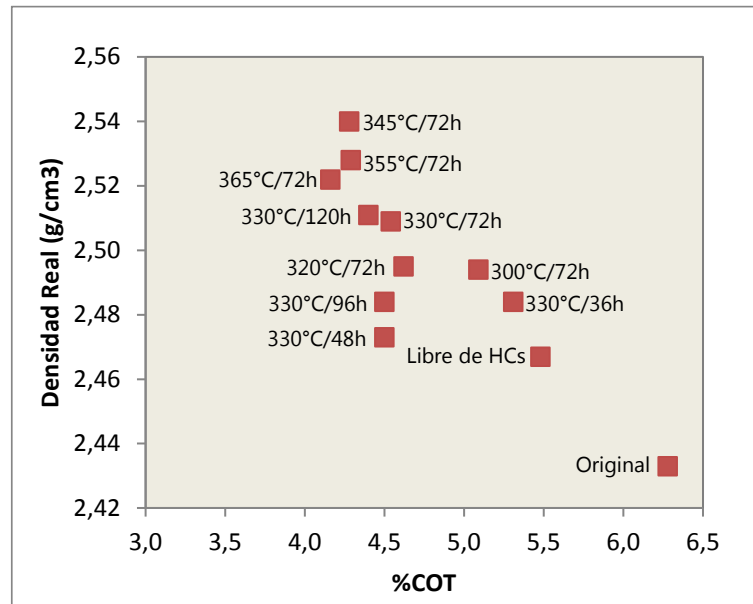


Figura 6.90. Evolución de la densidad real en relación con el contenido en carbono (%COT) para las series hidropirolizadas.

La densidad aparente presenta una tendencia contraria (**Figura 6.91**), ya que a mayor madurez tiende a disminuir ligeramente, desde 2,174 g/cm³, que presenta la muestra original libre de hidrocarburos, hasta 2,091 g/cm³, en la muestra más madura (365°C/72 hr), pero presentando un comportamiento irregular con un máximo en la muestra hidropirolizada a 320°C/72hr, un mínimo en la muestra de 330°C/72hr y nuevamente un máximo en la muestra de 345°C/72hr para finalmente caer al mínimo en la muestra más madura (densidad aparente=2,091 g/cm³ para la muestra de 365°C/72hr). Este patrón podría estar reflejando la competición entre fenómenos de generación de petróleo y/o craqueo con formación de poros, **Figura 6.91**.

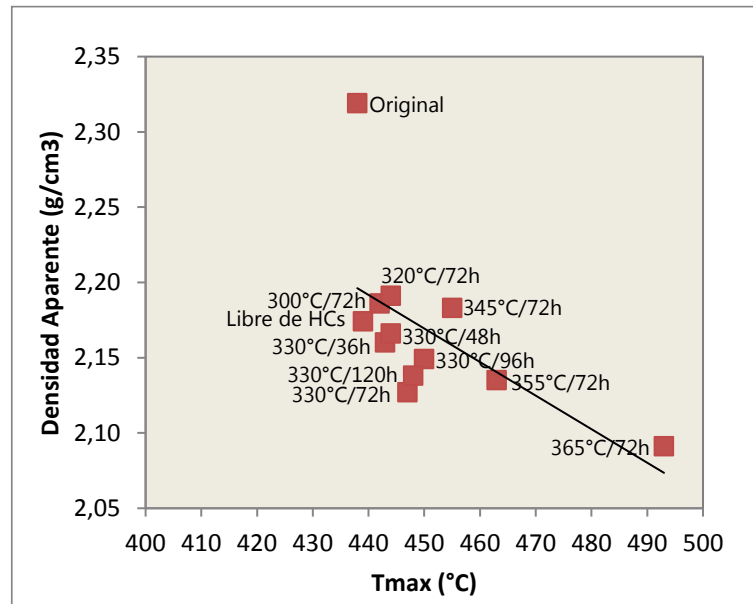


Figura 6.91. Evolución de la densidad aparente para las series hidropirólizadas en relación con la evolución térmica dada por la variación en el parámetro T_{\max} del Rock-Eval.

Para la porosidad total de las muestras calculada con la densidad de helio y densidad de mercurio a presión atmosférica (poros en el rango $>0,2-12000$ nm), **Tabla 6.4**, se observa un incremento progresivo desde 11,87% en la muestra original lavada y libre de hidrocarburos (la más inmadura) hasta 17,09% en la muestra más madura (365°C/72 hr). Esto indica que se generó 5,2% de porosidad orgánica adicional como respuesta a la transformación de la materia orgánica en petróleo (aceite y/o gas), evidenciado por la disminución de los valores de COT. Esto parece demostrar que la porosidad orgánica juega un papel importante en la generación de espacio poroso para la acumulación de petróleo en los yacimientos de Roca Generadora (YRG). Asimismo, la porosidad de las muestras calculada por porosimetría de mercurio en el intervalo de poros de 5,5-12000 nm, aumenta desde 7,12% en la muestra menos madura hasta un 15,04% en la muestra de mayor madurez, apoyando la interpretación de los datos de porosidad anteriormente explicada. La porosidad de las muestras para poros en el intervalo $>0,2-5,5$ nm, y calculada mediante la sustracción de los valores anteriores, disminuye globalmente en torno a un 50% con el

aumento de la madurez térmica, **Tabla 6.4** y **Figura 6.92**. Este comportamiento sugiere que, con el avance de la madurez térmica y el subsecuente avance en las ventanas de generación de petróleo y gas, los poros menores de 5,5 nm tienden a estabilizarse o disminuir y no aportarían porosidad en proporciones significativas. Por el contrario, los poros mayores a 5,5 nm tienden a multiplicarse, ya sea por generación de nuevos poros o por coalescencia de poros más pequeños previamente formados. En la formación de este espacio poroso pueden intervenir además de la transformación del kerógeno, el desarrollo de bitumen sólido que, con el aumento de la madurez, a su vez, puede craquear a gas y/o líquidos, generando porosidad tal y como se observa en el análisis por microscopía electrónica de barrido y microscopía óptica (**Figuras 6.82 a 6.88**).

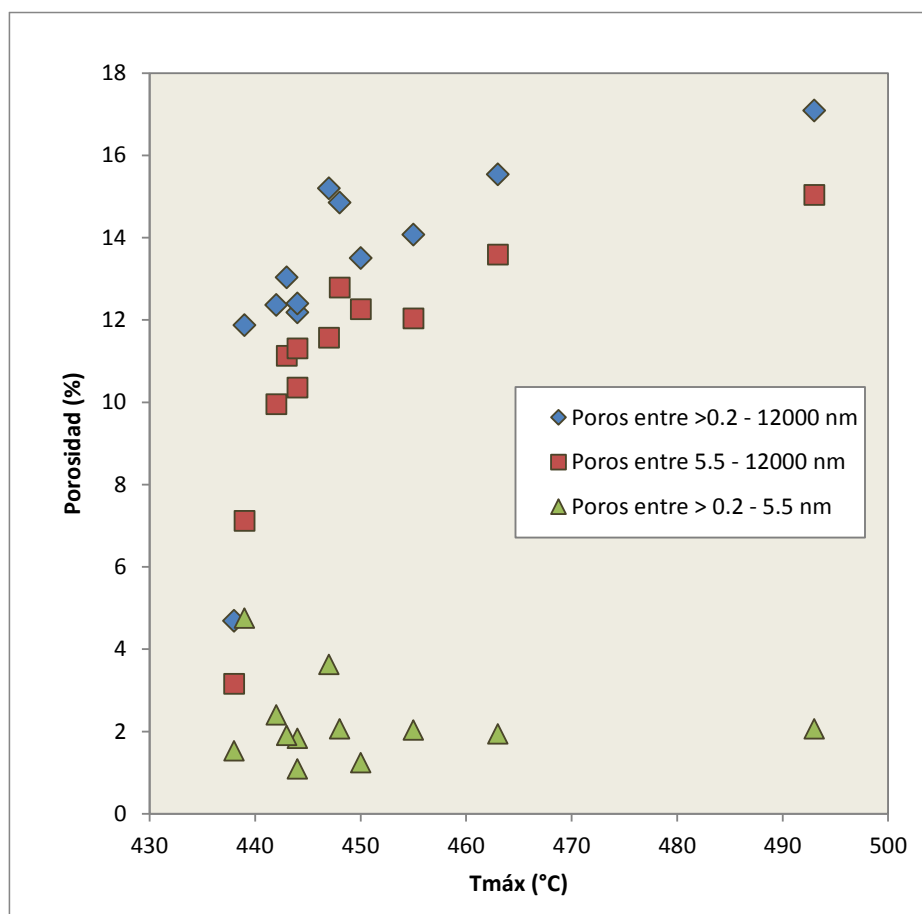


Figura 6.92. Porosidad (%) de las muestras para poros de tamaños comprendidos entre >0,2 - 12000 nm, 5,5 - 12000 nm y entre >0,2 - 5,5 nm con el incremento de la madurez (Tmáx°C).

En la **Tabla 6.5** se presentan los resultados del volumen total de poros (tamaño de poro >0,2-12000 nm) y el volumen de poros para diferentes intervalos de tamaños de poro (5,5-12000 nm, 50-12000 nm, 5,5-50 nm y >0,2-5,5 nm), expresado en cm^3/g y en porcentaje. En estos datos se confirma la tendencia comentada de incremento del volumen total de poro, esta vez expresado como cm^3/g , con el aumento de la madurez térmica, donde se puede apreciar que en la muestra menos madura (muestra original libre de hidrocarburos) el volumen total de poro es de $0,055 \text{ cm}^3/\text{g}$ mientras que la muestra de mayor madurez ($365^\circ\text{C}/72\text{hr}$) tiene un valor de $0,082 \text{ cm}^3/\text{g}$. Al revisar la distribución del volumen de poro para los rangos de poros descritos anteriormente, se confirma la

tendencia del aumento del volumen de poro con la madurez térmica, de los poros mayores de 5,5 nm y como hay una cierta disminución de los poros menores de 5,5 nm, **Tabla 6.5** y **Figura 6.93**.

Tabla 6.5. Valores del %COT (TOC), T_{máx} de la Pirólisis Rock-Eval, Volumen total de poro y distribución de los volúmenes de poros (expresados en cm³/g y %) según rango de tamaños para la muestra original, original libre de hidrocarburos y las hidropirólizadas en diferentes condiciones experimentales.

Muestra	TOC (%wt)	Madurez Térmica TMAX (°C)	Porosimetría de Mercurio							
			Vol. poro (cm ³ /g) [>0,2-12000nm]	Vol. poro (cm ³ /g) [5,5-12000 nm]	Vol. poro (cm ³ /g) [50-12000 nm]	Vol. poro (cm ³ /g) [5,5-50 nm]	Vol. poro (cm ³ /g) [>0,2-5,5 nm]	Vol. Poro (%) [50-12000 nm]	Vol. Poro (%) [5,5-50 nm]	Vol. Poro (%) [>0,2-5,5 nm]
Original	6,28	438	0,020	0,014	0,006	0,008	0,007	27	40	33
Libre de HCs	5,48	439	0,055	0,033	0,024	0,009	0,022	44	16	40
300°C/72HORAS	5,09	442	0,057	0,046	0,030	0,015	0,011	53	27	20
320°C/72HORAS	4,62	444	0,056	0,047	0,034	0,014	0,008	60	25	15
330°C/36HORAS	5,31	443	0,060	0,052	0,037	0,014	0,009	61	24	15
330°C/48HORAS	4,5	444	0,057	0,052	0,037	0,015	0,005	64	27	9
330°C/72HORAS	4,54	447	0,072	0,054	0,038	0,017	0,017	53	23	24
330°C/96HORAS	4,5	450	0,063	0,057	0,041	0,016	0,006	65	25	9
330°C/120HORAS	4,4	448	0,069	0,060	0,044	0,016	0,010	64	23	14
345°C/72HORAS	4,28	455	0,065	0,055	0,039	0,017	0,009	60	26	14
355°C/72HORAS	4,29	463	0,073	0,064	0,047	0,017	0,009	64	23	13
365°C/72HORAS	4,16	493	0,082	0,072	0,052	0,020	0,010	64	24	12

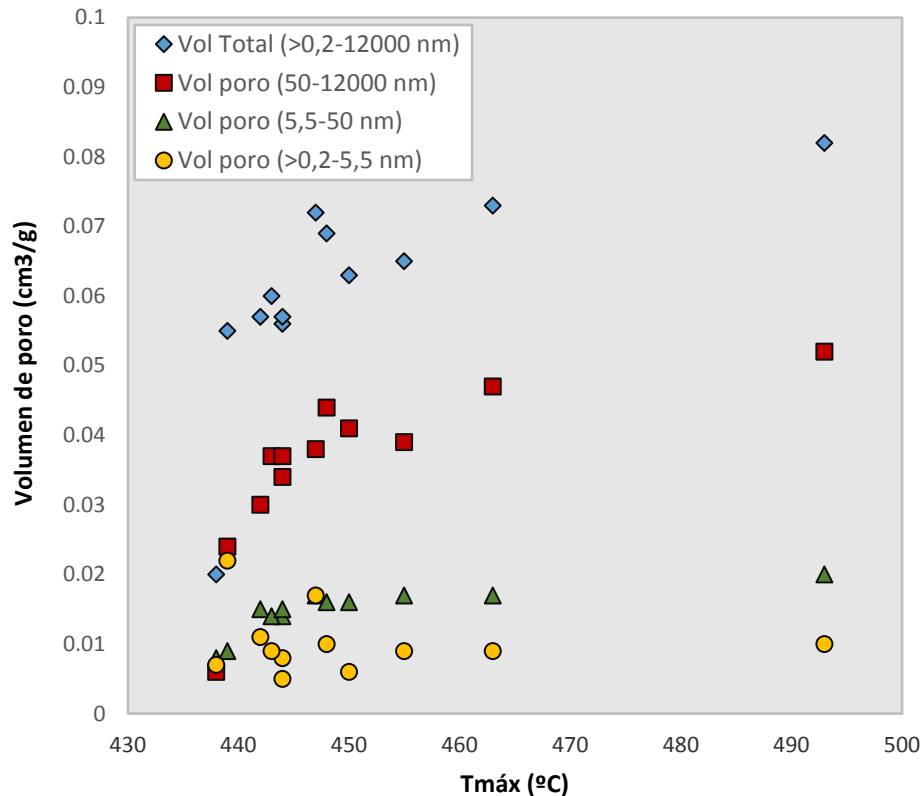


Figura 6.93. Evolución del volumen de poro (cm^3/gr) para poros de tamaños comprendidos entre $>0,2-12000$ nm, $50-12000$ nm, $5,5-50$ nm y $>0,2-5,5$ nm, con el incremento de la madurez.

En la **Figura 6.94** se muestra un esquema de los porcentajes de contribución de cada uno de los rangos analizados al volumen Total de Poro. De los resultados presentes en la **Tabla 6.5** se observa que el aporte del volumen de los poros más pequeños $>0,2-5,5$ nm tiende a disminuir desde porcentajes cercanos a 40% en la muestra menos madura (libre de hidrocarburos) a contribuciones cercanas a un 12% en las muestras más maduras ($355^\circ\text{C}/72\text{hr}$ y $365^\circ\text{C}/72\text{hr}$). A su vez, el volumen de los poros entre $5,5-50$ nm, para las muestras de la serie hidropirrolizada, tienden a mantenerse en contribuciones en torno a un 25% aunque en la muestra más inmadura (muestra original libre de hidrocarburos) la contribución es algo menor, en torno al 16%. En cuanto al volumen de los poros en el intervalo de $50-12000$ nm aumentan su contribución del 44% en la muestra menos madura

hasta contribuciones cercanas al 64% en la muestra más madura (**Figura 6.94**), confirmando que estos poros más grandes aumentan en cantidad debido posiblemente a: (i) nueva generación de poros de mayor tamaño durante el proceso y/o (ii) a una coalescencia, apertura y agrandamiento de los poros menores de 50 nm, originando así poros de mayor tamaño.

Shuangfang et al. (2018), proponen 4 tipos de yacimientos de rocas generadoras de aceite, basados entre otros factores, en el tamaño de poro. Estos autores utilizan la clasificación de Ходот (Hodod, 1996) que divide el sistema de poros en 4 categorías: microporos (<10 nm), poros pequeños (10 a 100 nm), poros de tamaño medio (100 a 1000 nm), y poros grandes (>1000 nm). De acuerdo a sus consideraciones, los 4 tipos de yacimientos son: tipo 1 (predominio de poros medianos y grandes), tipo 2 (predominio de poros medianos), tipo 3 (predominio de poros medianos y pequeños), y tipo 4 (predominio de microporos y poros pequeños). De acuerdo a esta clasificación, se tendría un posible reservorio tipo 1, el cual es el de mejor calidad, y aplicaría para este tipo de roca específico (Cuenca / Formación / Características Geoquímicas). Esto en amarillo mira a ver porque hay una palabra rusa y no se entiende.

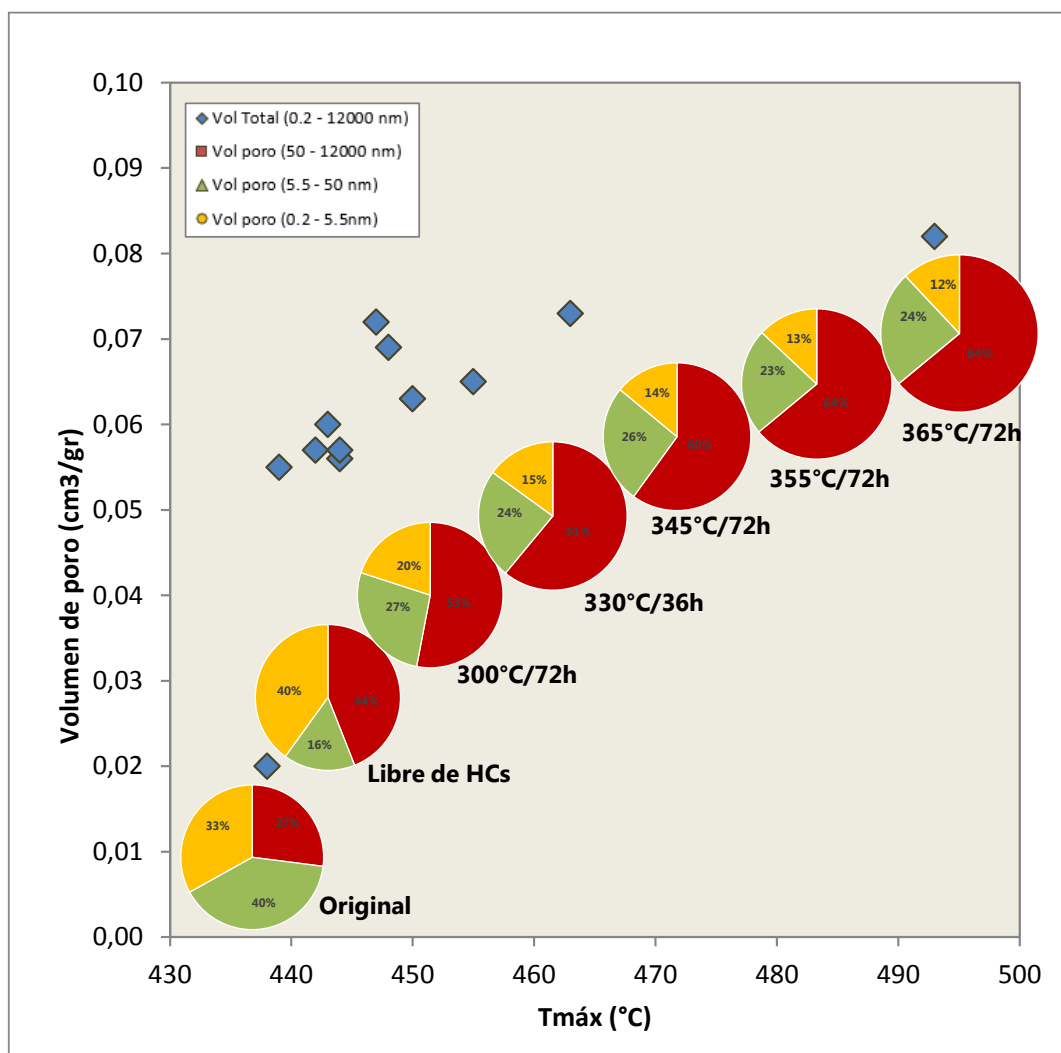


Figura 6.94. Evolución de la contribución de los distintos rangos de poros en el volumen de poro total con el incremento de la madurez térmica dado por los valores de Tmáx.

6.3.3.2. Isothermas de Adsorción de N₂

La **Figura 6.95** muestra las isothermas de adsorción/desorción de N₂ a -196°C para todas las muestras estudiadas. En todos los casos, las isothermas presentan un bucle de histéresis más o menos pronunciado indicando la presencia de mesoporos y macroporos de tamaño pequeño.

En la **Tabla 6.6** se presentan los valores del contenido en Carbono orgánico total (%COT), el parámetro T_{máx} de la pirólisis Rock-Eval y los valores de volumen total de poros (V_{TOT}) obtenidos a presión relativa de 0,95 y 0,99 y calculados a partir de las isothermas de adsorción de nitrógeno, así como el área de superficie específica BET (S_{BET}). En la **Figura 6.96** se puede ver la evolución de dichas variables con el grado de madurez de las muestras dado por el parámetro T_{máx}.

La clasificación de las isothermas de adsorción de nitrógeno es complicada porque no se ajustan a un modelo claro de isoterma. Puede indicarse, no obstante, que en general, son de tipo IVa según la clasificación de la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC) (Thommes et al., 2015), si bien, los bucles de histéresis no presentan una adsorción límite a presiones relativas elevadas como en el caso típico de isothermas de tipo IVa.

Tal y como se puede ver en la **Figura 6.95**, hay un aumento progresivo del volumen total adsorbido de N₂ a medida que aumenta el grado de madurez de las muestras. En general, y para todas las muestras, a presión relativa baja ($p/p^0 < 0,2$), la adsorción de N₂ es pequeña lo que indica que las muestras tienen una cantidad de microporos pequeña, o bien, los poros de este rango no son detectables por esta técnica. Para las muestras menos maduras, la adsorción de N₂ a esas presiones relativas es prácticamente insignificante. A pesar de que a $p/p^0 < 0,2$ la adsorción es pequeña, lo que sí queda claro, es el aumento del volumen de nitrógeno adsorbido con el grado de madurez térmica, lo que pone de

manifiesto un aumento de la microporosidad en las muestras con el aumento de la madurez térmica. Por otro lado, y para todas las muestras, desde presiones relativas en torno a 0,5 se aprecia un aumento progresivo del volumen de nitrógeno adsorbido, siendo este aumento drástico a partir de presiones relativas de 0,9 (**Figura 6.95** y **Tabla 6.6**), indicando esto, junto con la presencia de un ciclo de histéresis, la existencia de meso-macroporos en las muestras.

Según Sing et al. (1985) y Thommes et al. (2015), la forma de los bucles de histéresis se puede utilizar para determinar la morfología de la forma de los poros. Para estas muestras los bucles de histéresis, en general, son de tipo H3 que suelen encontrarse en sólidos que están formados por paquetes laminares o con poros en forma de rendija y también si la red de poros consta de macroporos que no están completamente llenos.

Tal y como se puede observar en la **Tabla 6.6** y **Figura 6.96**, en general, hay un aumento progresivo en los valores del volumen total de poro (calculados a presiones relativas de 0,95 y 0,99) con el incremento de la madurez térmica. El valor más alto siempre es para la muestra más madura (0,014 cm³/g a $p/p^0=0,95$ y 0,024 cm³/g a $p/p^0=0,99$); por otro lado, el volumen total de poro a presiones relativas de 0,99 es siempre muy superior al que se obtiene a presiones relativas de 0,95 indicando la presencia de macroporos, pero de tamaño pequeño, en las muestras.

En cuanto al área superficial específica BET (S_{BET}), **Tabla 6.6**, se puede observar que dicho parámetro es tres veces mayor en la muestra original libre de hidrocarburos con respecto a la muestra original sin tratar. Por otro lado, con el incremento de la madurez térmica se produce un aumento notable de la S_{BET} hasta los 9,6 m²/g en la muestra más madura, es decir, la muestra hidropirolizada a 365°C durante 72 horas. Esto implica que el

incremento de la madurez térmica hasta la ventana de generación del gas conlleva un desarrollo sustancial de la porosidad (**Figura 6.96**).

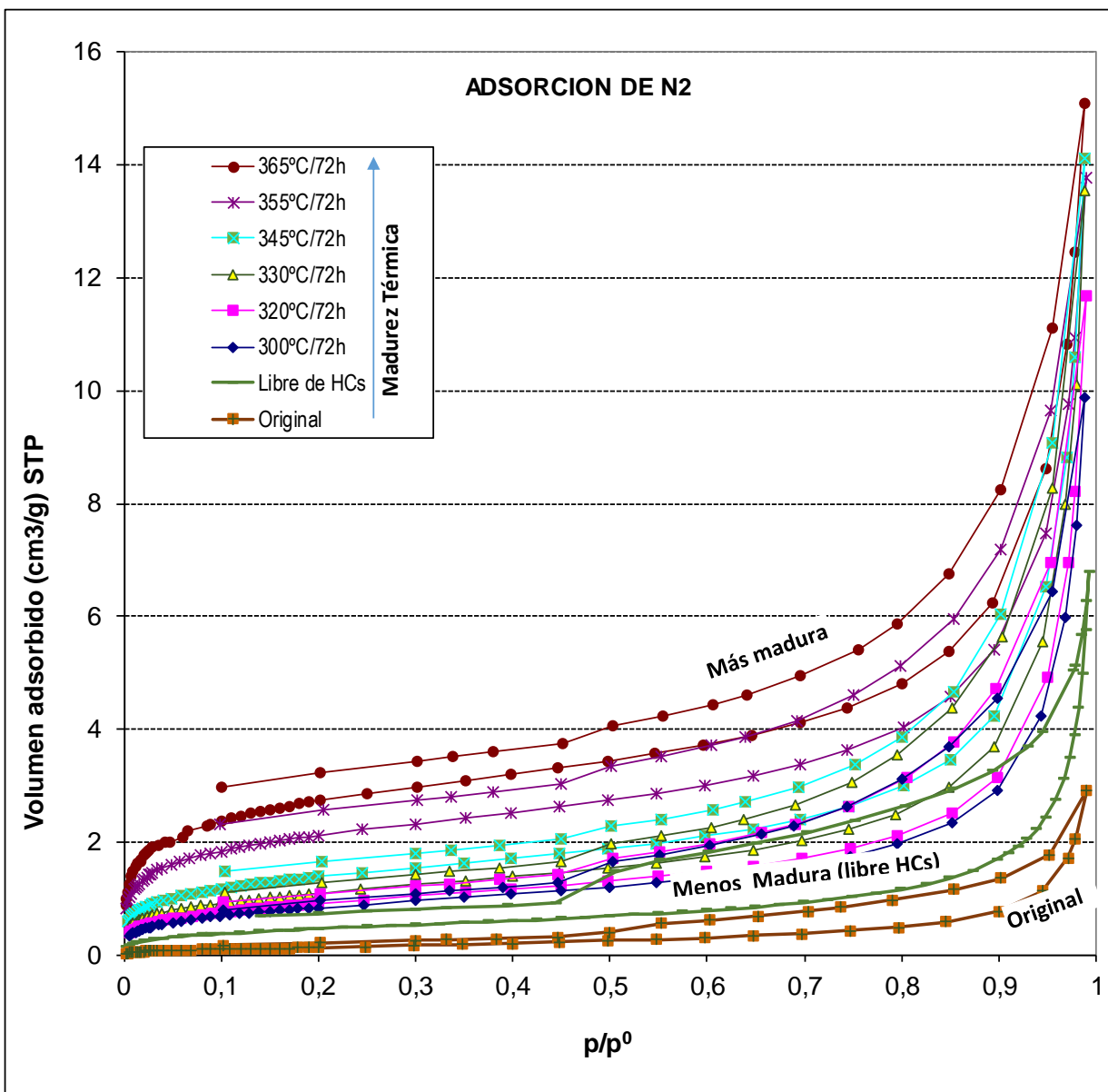


Figura 6.95. Isothermas de adsorción de nitrógeno a -196 °C. Nótese la posición de la muestra de menos madura (libre de HC's) respecto a las muestras con mayor madurez.

Tabla 6.6. Valores del COT (TOC), T_{máx} de la Pirólisis Rock-Eval, Volumen total de poro (V_{TOT}) a p/p⁰=0,95 y p/p⁰=0,99 y el área superficial específica BET (S_{BET}) obtenidos de las isothermas de adsorción de N₂ a -196 °C, así como el volumen de microporo (W₀) y la superficie de Dubinin Radushkevich (S_{DR}) obtenidos de las isothermas de adsorción de CO₂ a 0 °C para la muestra original, original libre de hidrocarburos y las hidropirólizadas en diferentes condiciones experimentales.

Muestra	TOC (%wt)	Madurez Térmica TMAX (°C)	Adsorción de N ₂ a -196°C			Adsorción de CO ₂ a 0°C	
			Vol. poro (V _{TOT}) (cm ³ /g) a p/p ⁰ =0,95	Vol. poro (V _{TOT}) (cm ³ /g) a p/p ⁰ =0,99	S _{BET} (m ² /g)	W ₀ (cm ³ /g)	S _{DR} (m ² /g)
Original	6,28	438	0,002	0,004	0,5	0,002	4
Libre de HCs	5,48	439	0,004	0,009	1,7	0,007	18
300°C/72HORAS	5,09	442	0,007	0,016	3,1	0,004	12
320°C/72HORAS	4,62	444	0,008	0,018	3,4	0,004	11
330°C/36HORAS	5,31	443	0,008	0,018	3,8	0,004	11
330°C/48HORAS	4,5	444	0,008	0,017	3,9	0,005	14
330°C/72HORAS	4,54	447	0,009	0,022	4,0	0,004	11
330°C/96HORAS	4,5	450	0,009	0,019	4,2	0,004	11
330°C/120HORAS	4,4	448	0,009	0,018	4,3	0,004	12
345°C/72HORAS	4,28	455	0,010	0,023	5,1	0,005	12
355°C/72HORAS	4,29	463	0,012	0,022	7,8	0,006	15
365°C/72HORAS	4,16	493	0,014	0,024	9,6	0,006	15

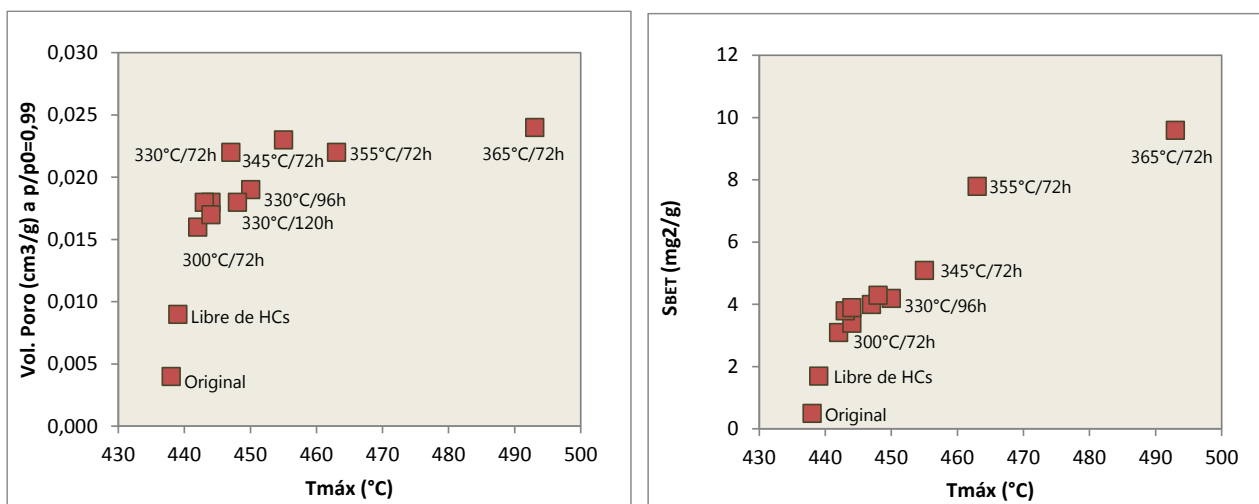


Figura 6.96. (Izq.) Evolución del volumen total adsorbido a la presión relativa (p/p⁰) de 0,99 con la madurez térmica (T_{máx} de la pirólisis RE) y (Der.) de la Superficie específica BET (S_{BET}).

6.3.3.3. Isotermas de Adsorción de CO₂

Para determinar la microporosidad estrecha presente en las muestras se utilizaron las isotermas de adsorción de CO₂ a 0 °C. El CO₂ a esta temperatura tiene una mayor energía cinética que el nitrógeno a -196 °C y permite determinar el volumen de microporos, particularmente de los más pequeños (menores a 0,7 nm). En la **Figura 6.97** se muestran las isotermas de adsorción de CO₂ para la muestra original, la original libre de hidrocarburos y la serie hidropirrolizada. La muestra original presenta una adsorción de CO₂ muy baja con un volumen adsorbido inferior a 0,5 cm³/g STP, mientras que la muestra original libre de hidrocarburos (lavada) es la que presenta el mayor volumen adsorbido, aproximadamente 2 cm³/g STP. El comportamiento de las muestras hidropirrolizadas es intermedio al que presentan estas dos muestras (**Figura 6.97**); en esta serie, las muestras tratadas a 355°C/72 hr y 365 °C/72 hr son las que presentan mayor adsorción de CO₂ con volúmenes de adsorción superiores a 1,5 cm³/g STP, pero inferiores de 1,75 cm³/g STP (**Figura 6.97**); los resultados parecen indicar que con la madurez térmica hay un aumento de la microporosidad estrecha. En la **Tabla 6.6** se incluye el volumen de microporos (W₀) y el área Dubinin-Radushkevich (S_{DR}) obtenidos para las muestras y calculados a partir de las isotermas de adsorción de CO₂ a 0°C.

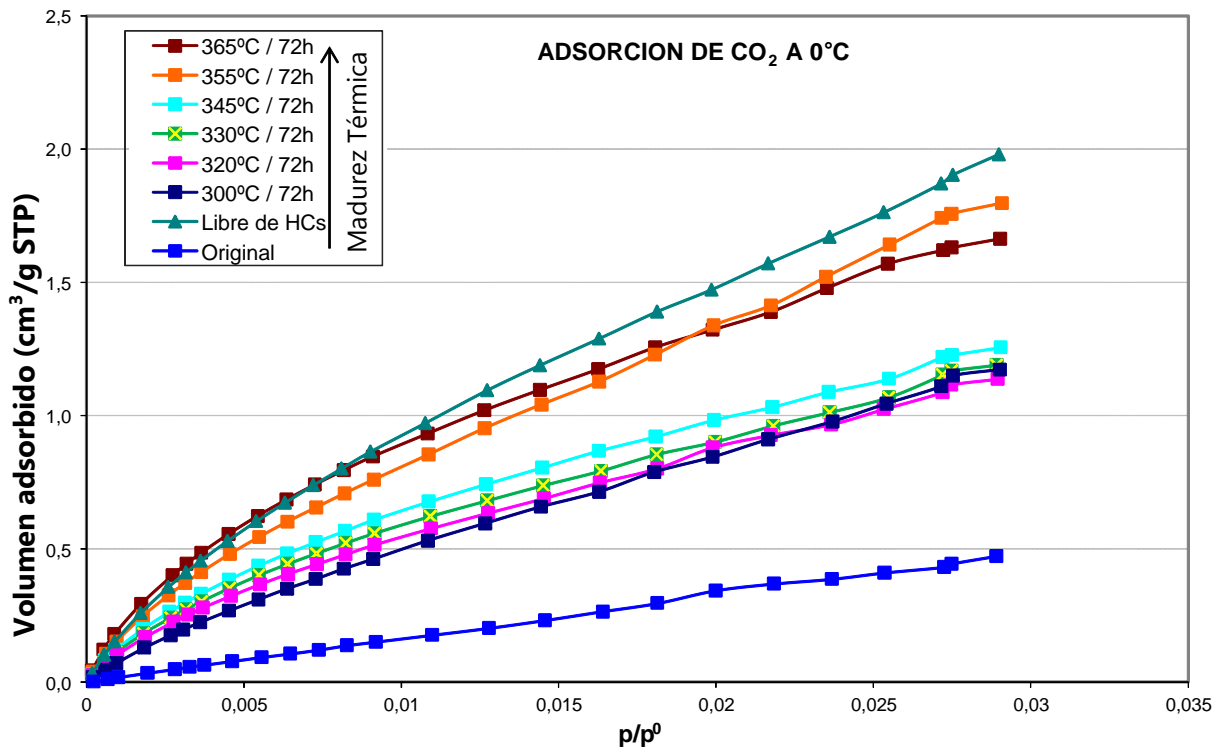


Figura 6.97. Isotermas de adsorção de CO₂ a 0 °C para las muestras analizadas.

En la **Tabla 6.6** y **Figura 6.98** se representan los parámetros derivados de las isotermas de adsorção de CO₂ con el aumento de la madurez térmica dado por el parámetro T_{máx} del Rock-Eval. Tal y como se puede ver en los resultados (**Tabla 6.6**), la superficie específica de Dubinin-Radushkevich (S_{DR}) aumenta en la serie hidropirolizada hasta valores de 15 m²/g para las muestras tratadas a las mayores temperaturas y durante 72 horas, que son muestras que se encuentran en la ventana del gas.

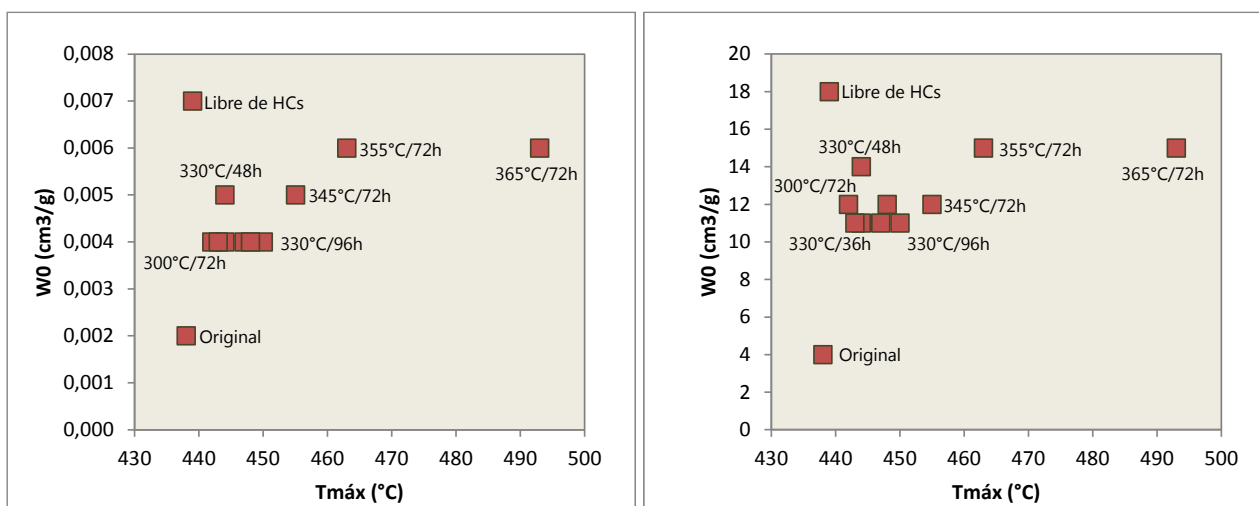


Figura 6.98. (Izq.) Evolución del volumen de microporo obtenido a partir de las isothermas de adsorción de CO₂ a 0 °C con la madurez térmica (T_{máx}), y (Der.) evolución de la superficie específica de Dubinin-Radushkevich (S_{DR}).

6.3.4. CONCLUSIONES DE LA CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA, MICROSCOPICA Y TEXTURAL DE LAS SERIES HIDROPIROLIZADAS

El análisis de la integración de los resultados de geoquímica, petrografía orgánica, SEM-EDX, porosimetría de Hg e Isothermas de adsorción de N₂ y CO₂, permitió establecer las siguientes conclusiones:

- El comportamiento de la materia orgánica en la serie hidropirolizada (evolución artificial) en condiciones de temperatura creciente queda representado por una disminución del contenido en carbono (dado por el parámetro COT y un incremento en el parámetro T_{máx} del Rock-Eval) con el incremento de la temperatura debido a la degradación del material orgánico. Esta serie de evolución térmica artificial representa un paso gradual de la materia orgánica de un estadio inicial de la ventana

del aceite a estadios evolutivos más avanzados y dentro de la ventana de generación de gas.

- Los datos del análisis textural han permitido determinar la importancia de los hidrocarburos libres ocluidos en los poros de las rocas ya que tienden a disminuir su porosidad. Al comparar los datos obtenidos de la porosimetría de Hg entre la muestra original y la muestra original lavada con diclorometano (DCM), se pudo observar que en la muestra lavada (muestra libre de hidrocarburos), el volumen de poro se incrementó un poco más del doble en el rango 5,5 nm a 12 μ m (parte de mesoporos + macroporos), mientras que el volumen de los poros de tamaños de >0,2-5,5 nm (microporos + parte de mesoporos), el volumen se incrementó el triple; por su parte, el volumen total de poro a presiones relativas de 0,95 y 0,99 y obtenido de las isothermas de adsorción de N₂ también aumenta al doble o más del doble de la muestra original a la muestra libre de HCs y el volumen de los ultramicroporos (<0,7nm) obtenidos por adsorción de CO₂ a 0°C, se incrementó a más del triple. Lo anterior indica un importante aporte de la microporosidad y ultramicroporosidad al volumen total de poro.
- En la serie hidropirolizada el volumen de poro obtenido por porosimetría de Hg, indica un aumento gradual con la evolución térmica de la materia orgánica, y dicho aumento se ve pronunciado en los macroporos y mesoporos con tamaños entre 5,5-12000 nm.
- Los resultados de la adsorción de nitrógeno a -196 °C, indican un importante aumento del volumen total adsorbido a presiones relativas de 0,95 y 0,99 (micro-mesoporos y macroporos de tamaño pequeño) así como del área superficial específica BET con el incremento de la madurez térmica.

- En cuanto a los resultados de las isothermas de adsorción de CO₂, se puede observar un incremento sustancial (más del triple) del volumen de microporos y de la superficie específica Dubinin-Radushkevich, entre la muestra original y la muestra lavada con DCM. Estas muestras se encuentran en etapas iniciales de la ventana de generación de aceite. Hay un pequeño aumento gradual del volumen de microporos y superficie específica Dubinin-Radushkevich en la serie hidropirólizada con el aumento de la madurez térmica, sin embargo, dichos valores son inferiores a los obtenidos para la muestra original lavada con diclorometano.
- Lo anteriormente descrito sugiere que existe un espacio microporoso y ultramicroporoso que está siendo ocupado por hidrocarburos generados por craqueo primario y/o secundario de la materia orgánica durante el proceso de hidropirólisis. Este hecho parece confirmarse con los resultados obtenidos para la muestra hidropirólizada a 365°C/72 horas, en la cual, después de ser lavada 110 veces con DCM, el valor del S1 residual (HCs libres) era aún de 1,56 mgHC/gR. Lo anteriormente expuesto permite sugerir un incremento sustancial en la microporosidad y ultramicroporosidad en estas rocas, en la cual se pueden almacenar hidrocarburos, sin embargo, al ser los poros tan pequeños, la capacidad de extracción de estos hidrocarburos (producibilidad), es limitada.
- Atendiendo a la caracterización de tamaño de poro en este estudio, integrada a la clasificación de yacimientos de rocas generadoras de aceite (Shuangfang et al., 2018), la roca evaluada correspondería con yacimiento tipo 1, en el cual predominan los poros medianos y grandes. Dicha clasificación sugiere un reservorio de buena calidad para este tipo de yacimientos.

6.4. EL BITUMEN SÓLIDO COMO POSIBLE PALEOTERMÓMETRO

Los bitúmenes sólidos son materiales de carbono y un producto orgánico secundario derivado de la generación, migración y transformación de los hidrocarburos y se encuentran principalmente asociados a rocas reservorio y rocas madre de petróleo. Aunque los bitúmenes sólidos suelen presentarse como material orgánico disperso dentro de la matriz de la roca, o relleno de fracturas, huecos, cavidades de microfósiles y en minerales recristalizados (figuras 6.83 – 6.85; tanto en microscopía óptica como en SEM), en ocasiones pueden acumularse en grandes cantidades, dando lugar a grandes depósitos que pueden ser explotados como es el caso de los contenidos en la Formación Paja (**Figura 3.3**) tal y como se indica en Etayo-Serna, 1968a,b; García Castillo & Vargas Escudero, 2015.

El bitumen sólido es de gran interés en la industria de los hidrocarburos por su influencia positiva y/o negativa en la exploración/producción de hidrocarburos en los Yacimientos de Rocas Generadoras. Por otro lado, el interés del bitumen sólido también se ha ido acrecentando en los últimos años porque influye en el desarrollo de la porosidad orgánica tal y como ha sido descrito en la sección anterior y, porque a menudo, por su naturaleza reflectante y en ausencia de vitrinita (cuya reflectancia está aceptada como parámetro de madurez orgánica o de rango universal), se ha intentado aplicar su reflectancia para estimar la reflectancia equivalente de la vitrinita con el fin de obtener el grado de madurez de las secuencias estratigráficas y de las cuencas petrolíferas (Tissot y Welte, 1984; Gentzis y Goodarzi, 1990; Suárez -Ruiz et al., 2012; Petersen et al., 2013; Hackley y Cardott, 2016; Lewan y Pawlewicz, 2017; Abarghani et al., 2019, entre otros). Consecuentemente, se han desarrollado relaciones empíricas que transforman la reflectancia de los bitúmenes sólidos en reflectancia equivalente de la vitrinita, tales como las descritas por Jacob (1989), Riediger (1993), Landis y Castaño (1995); Schoenherr et al.

(2007); Schmidt et al. (2019) entre otros. En otros casos, para determinar el grado de madurez de las sustancias orgánicas, se han utilizado algunos parámetros obtenidos de técnicas analíticas como la Espectroscopía Raman aplicada al carbón, kerógeno y bitúmenes sólidos (Kelemen y Fang, 2001; Liu et al., 2013; Zhou et al., 2014; Schmidt Mumm and Inan, 2016; Sauerer et al., 2017; Henry et al., 2019; Al-Hajeri et al., 2020). Sin embargo, el problema es que, la mayoría de estas ecuaciones y/o parámetros propuestos para obtener la reflectancia equivalente de la vitrinita, utilizando tanto la reflectancia de los bitúmenes sólidos como datos y parámetros obtenidos por otras técnicas sobre el propio bitumen sólido, no son de aplicación universal, y en muchos casos, no funcionan para diferentes cuencas sedimentarias o incluso, para una secuencia sedimentaria específica de miles de metros de espesor (Juliao et al., 2015, 2017; Suárez-Ruiz et al., 2020). Hasta la fecha, este problema ha sido explicado solo parcialmente y, para el caso de aquellos bitúmenes que han evolucionado térmicamente, pero en ausencia de presión, lo que ha impedido el incremento en su orden estructural paralelamente al incremento de su reflectancia (Suárez-Ruiz et al., 2020).

A pesar de estos inconvenientes, en las rocas madre de hidrocarburos, el bitumen sólido se ha convertido o se está utilizando, en la medida en que ha sido posible, en un potencial paleotermómetro para establecer correlaciones con la reflectancia de la vitrinita, y de esta manera, obtener datos de madurez térmica para incluir y soportar los modelos de generación de hidrocarburos. Y esto es de especial importancia en el caso de las rocas generadoras de gas que no contienen vitrinita y donde los parámetros químicos de madurez orgánica ya no son operativos (por ejemplo, los parámetros del Rock-Eval).

6.4.1. LA REFLECTANCIA DEL BITUMEN SÓLIDO COMO POTENCIAL PARÁMETRO DE MADUREZ ORGÁNICA EN LAS ROCAS GENERADORAS COLOMBIANAS

En la sección anterior, se realizó un estudio de las series evolucionadas térmicamente por el sistema de hidropirólisis, evidenciándose la formación de bitumen sólido en las diferentes etapas de evolución térmica artificial de una roca generadora, que en su fase original se encontraba en etapas de madurez temprana. Durante las diferentes fases del estudio de maduración térmica artificial, se realizaron mediciones de reflectancia sobre partículas de bitumen sólido, tanto para el que aparecía en fase dispersa como para el bitumen sólido que aparecía como una fase homogénea (de relleno), siendo menor los valores de reflectancia en el caso de la fase dispersa, **Tabla 6.7**. Las mediciones de reflectancia sobre partículas de bitumen sólido muestran un aumento sistemático con el incremento de la temperatura de los experimentos de hidropirólisis y con los valores de $T_{\text{máx}}(^{\circ}\text{C})$ de la pirólisis Rock Eval, confirmando que los perfiles de incremento de madurez son consistentes. En la muestra inicial, la reflectancia del bitumen sólido es de 0,55%, mientras que en la muestra obtenida a mayor temperatura durante 72 horas ($365^{\circ}\text{C}/72\text{hr}$) la reflectancia del bitumen alcanza un valor de 1,65%, **Tabla 6.7**. Al aplicar las fórmulas de Jacob (1989), Riediger (1993), Schoenherr et al. (2007) y Landis y Castaño (1994), que utilizan la reflectancia del bitumen sólido para calcular la reflectancia equivalente de la vitrinita se tienen, sin embargo, perfiles relativamente diferentes. Hay que tener en cuenta, que la fórmula de Riediger (1993) se aplica a etapas de madurez dentro de la ventana de generación de aceite, tal y como queda reflejado en la tendencia encontrada, que va de reflectancia equivalente de la vitrinita de 0,72% en la muestra inicial y alcanza un valor de 1,03% en la muestra de mayor madurez ($365^{\circ}\text{C}/72\text{hr}$). Las fórmulas de Schoenherr et al. (2007) y Landis y Castaño (1994), presentan un patrón similar con un incremento sustancial

de la madurez, proporcionando reflectancias equivalentes de 0,76%-0,88% respectivamente en la muestra inicial, hasta alcanzar 1,8%-1,89% respectivamente para la muestra de mayor madurez (365°C/72hr). Por su parte, la ecuación de Jacob (1989) presenta mayor consistencia, tanto con las observaciones realizadas a nivel de geoquímica y petrografía orgánica, como con la reflectancia equivalente de la vitrinita obtenida a partir de los valores de T_{máx} de la pirólisis Rock-Eval, donde para la muestra inicial proporciona una %RoequiT_{máx} de 0,71% y una %RoequiBS (Jacob, 1989) de 0,74%; asimismo, en la muestra de mayor madurez (365°C/72hr), %RoequiT_{máx} es de 1,35% y la obtenida a partir del bitumen sólido (%RoequiBS) utilizando la ecuación de Jacob (1989) es de 1,42% (**Tabla 6.7**)

Tabla 6.7. Resultados del contenido en Carbono orgánico total (%COT-TOC LECO), del parámetro T_{máx}, y valores de reflectancia equivalente de la vitrinita obtenidos a partir del parámetro T_{máx}, y de las reflectancias de los bitúmenes sólidos en sus diferentes fases, para las muestras hidropirólizadas en condiciones de temperatura variable (de 300°C hasta 365°C) y tiempo constante (72 horas).

Muestra	TOC-LECO (%wt)	TMAX (°C)	Ro equi D.Jarvie	Bit Ro(%) Homogénea	%Ro equi Jacob, 1989	%Ro equi Riediger, 1993	%Ro equi Schoenherr et al., 2007	%Ro equi Landis y Castaño, 1994	Bit Ro(%) Dispersa	%Ro equi Jacob, 1989	%Ro equi Riediger, 1993	%Ro equi Schoenherr et al., 2007	%Ro equi Landis y Castaño, 1994
Muestra Inicial	6,28	438	0,71	0,55	0,74	0,72	0,76	0,88	0,49	0,70	0,71	0,70	0,83
300°C/72 HORAS	5,09	442	0,77	0,65	0,80	0,75	0,85	0,97	0,49	0,70	0,71	0,70	0,83
320°C/72 HORAS	4,62	444	0,81	0,94	0,98	0,83	1,13	1,24	0,65	0,80	0,75	0,85	0,97
330°C/72 HORAS	4,54	447	0,86	1,01	1,02	0,85	1,20	1,30	0,64	0,80	0,75	0,84	0,96
345°C/72 HORAS	4,28	455	0,98	1,35	1,23	0,94	1,52	1,61	0,8	0,89	0,79	1,00	1,11
355°C/72 HORAS	4,29	463	1,13	1,55	1,36	1,00	1,71	1,80	0,79	0,89	0,79	0,99	1,10
365°C/72 HORAS	4,16	493	1,35	1,65	1,42	1,03	1,80	1,89	0,8	0,89	0,79	1,00	1,11

Lo anteriormente expuesto, ha permitido confirmar el incremento progresivo en la reflectancia del bitumen sólido con la madurez térmica (**Tabla 6.7**), pero también se ha observado que este aumento en reflectancia es propia y diferenciable de cada tipo de roca/yacimiento/cuenca. Esta premisa impulsó el estudio de los bitúmenes sólidos en

yacimientos colombianos (de distintas Cuencas), en aras de desarrollar una fórmula de reflectancia equivalente de la vitrinita lo más cercana a la realidad de nuestros propios yacimientos. Teniendo en cuenta todo esto, se analizaron ciento sesenta y seis (166) muestras procedentes de cuatro cuencas colombianas: Valle Medio del Magdalena, Putumayo, Llanos Orientales y Cordillera Oriental (**Figura 6.99**), distribuidas en secciones de afloramiento y pozos. De estas muestras, el 73% de los datos corresponden a muestras de edad Cretácica, el 16% de los datos corresponden a muestras del Terciario y el 11% de los datos corresponden a muestras Paleozoicas. Asimismo, el 64% de las muestras se concentran en la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM), el 14% de las muestras son de la Cuenca Cordillera Oriental, el 13% de las muestras provienen de la Cuenca Llanos Orientales y el 9% de la Cuenca Putumayo.

Esta investigación para poder establecer la reflectancia del bitumen sólido como posible paleotermómetro se realizó de acuerdo con el siguiente protocolo:

(1) Validación de los datos disponibles. Es decir, se verificaron los datos de reflectancia en aquellas muestras en las que coexistía el bitumen sólido y la vitrinita, o un equivalente confiable de las vitrinitas, como se verá posteriormente.

(2) Integración de la datos obtenidos con perfiles de madurez térmica soportados por el parámetro $T_{\text{máx}}$ de la Pirólisis Rock-Eval y el análisis visual del kerógeno (que incluye el índice de coloración de esporas - ICE y el índice de alteración térmica - IAT), y en algunos casos, la reflectancia equivalente de la vitrinita obtenida a partir de análisis de biomarcadores (índice de metilfenantreno) y los parámetros aromáticos de madurez como los esteranos triaromáticos, TAS) tomado de informe interno Convenio 3024756, Juliao-Lemus & Suárez-Ruiz, 2020, **Figura 6.100**.

(3) Revisión a partir de histogramas (**Figura 6.101**) de las poblaciones de bitumen sólido, una vez que ha sido seleccionada la población representativa, habida cuenta de que en una roca pueden coexistir bitúmenes sólidos generados en distintas fases y tiempos.

(4) Una vez seleccionada la población de bitumen sólido representativa, su reflectancia se representó junto con los datos de reflectancia de la vitrinita en un diagrama de dispersión.

En el caso de muestras sobremaduras de edad Paleozoica, debido a la ausencia de vitrinita y atendiendo a la presencia de graptolites, se utilizó la reflectancia de los graptolites para obtener la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando la ecuación de Luo et al. (2020) y finalmente establecer a su vez una correlación con la reflectancia de los bitúmenes sólidos y/o pirobitúmenes asociados, soportado con la integración del AAI (índice de alteración de acritarcos) y el ICE (índice de coloración de esporas (grandiosporas)), (**Figura 6.102**).

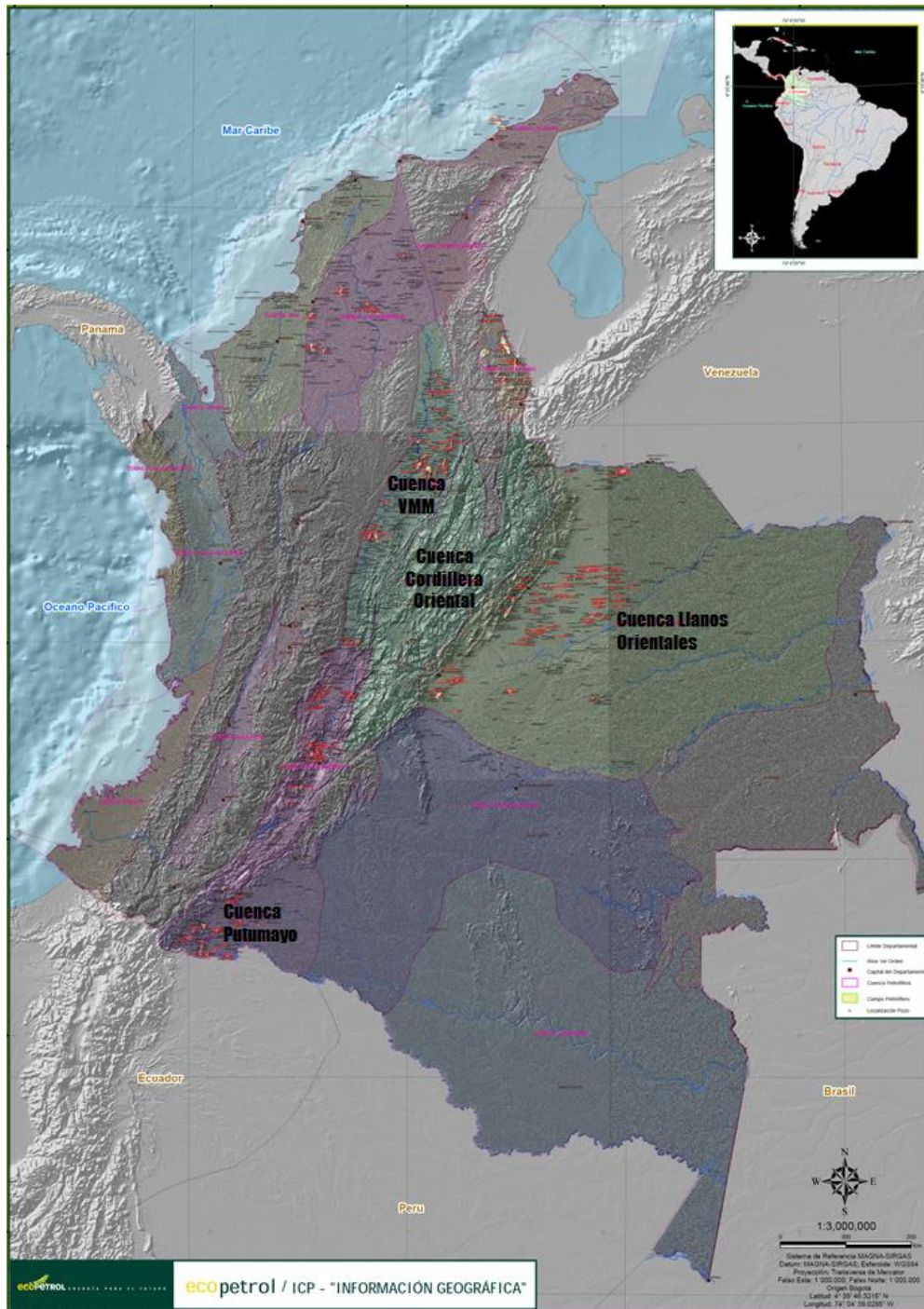


Figura 6.99. Localización de las cuencas donde se ubican las muestras utilizadas en el estudio que se expone en esta sección. Mapa de EcoPETROL-ICP, 2010. Las cuencas se encuentran delimitadas por una línea fucsia.

Retomando el punto (2) expuesto anteriormente, se aprecia en la **Figura 6.100 - Tabla 6.8**, la existencia de una muy buena correlación entre los diferentes parámetros de madurez térmica evaluados para una sección del Cretácico de la cuenca VMM (Colombia). Debido a que dicha sección se encuentra en una madurez térmica temprana, los datos de T_{máx} (°C) de la pirólisis Rock-Eval son confiables al igual que la reflectancia equivalente de la vitrinita calculada mediante la fórmula propuesta por Jarvie (2018). Igualmente, aunque con carácter esporádico por la escasa presencia de vitrinita en estas series, se logró medir la reflectancia de la vitrinita y la reflectancia del bitumen sólido y a partir de esta última se calculó la reflectancia equivalente de la vitrinita usando la fórmula de Jacob (1989) tal y como se explicó en capítulos anteriores. Debido a la escasez de granos de polen, esporas y cutículas, solo se estableció el ICE (índice de coloración de esporas) en una muestra y el IAT (índice de alteración térmica) en dos muestras, obteniéndose a partir de ellos las reflectancias equivalentes de la vitrinita. Para finalizar, se utilizó el estudio de biomarcadores, como otro parámetro integrador de la madurez térmica. Estudios de calibración (Radkle & Welte, 1983) han mostrado que el índice de metil-fenantreno (IMF) puede ser calibrado con la reflectancia de la vitrinita a partir de la siguiente ecuación:

$$\text{IMF} = \frac{1.5 (3 \text{ metilfenantreno} + 2 \text{ metilfenantreno})}{(\text{fenantreno} + 9 \text{ metilfenantreno} + 1 \text{ metilfenantreno})}$$

A partir de esta relación se ha calculado la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando las siguientes ecuaciones (Peters, et al 2005):

$$\text{Ro Equivalente (IMF)} = 0,6 \text{ IMF} + 0,4 \quad (\text{Para valores de Reflectancia: } 0,65\text{-}1,35\%)$$

Ro Equivalente (IMF)= $0,6 \text{ IMF} + 2,30$ (Para valores de Reflectancia: 1,35-2,00%)

Asimismo, se utilizaron los parámetros aromáticos de madurez de los esteranos triaromáticos (TAS). Los esteroides triaromáticos de peso molecular alto se craquean durante el proceso de evolución térmica y poseen una mayor resistencia y sensibilidad a la madurez térmica que los esteroides monoaromáticos (Peters et al., 2005). Los esteroides triaromáticos 1 (20 y 21 átomos de carbono) conocidos como TAS1 (por sus siglas en inglés) se generan a partir del craqueo térmico de la cadena alifática de los esteroides triaromáticos 2 (26, 27 y 28 átomos de carbono) conocidos como TAS2 (por sus siglas en inglés). La fórmula: $\text{TAS} = \text{TAS1}/(\text{TAS1} + \text{TAS2})$, donde: $\text{TAS1} = \Sigma(\text{C20} + \text{C21})$ y $\text{TAS2} = \Sigma(\text{C26} + \text{C28})$, corresponde a una relación que se incrementa con el avance de la madurez térmica (Peters et al., 2005 en Navas, 2017).

Tabla 6.8. Datos de madurez térmica a partir de la pirólisis Rock Eval, petrografía orgánica y biomarcadores, utilizados en la integración del pozo CK-1. Encabezado verde: pirólisis RE, encabezado amarillo: petrografía orgánica, encabezado gris: biomarcadores.

ID	COT-LECO (%wt)	TMAX (°C)	Ro equi Tmax	Ro	No. Lect	BS (Rep)	No. Lect	Ro equi BS Jacob	ICE	Ro equi ICE	TAI	Ro equi TAI	(C20+C21)/S TAS	TAS #1 20/20+27	TAS #2 21/21+28	(C21+C22)/S MAS	TAS/(MAS+TAS)	MPI-1	Rc(a) if Ro < 1.3 (Ro%)
CK-1_01	2,27	440	0,75										0,56	0,75	0,78	0,88	0,94	0,71	0,80
CK-1_02	2,28	443	0,80			0,47	31	0,69			2,65-2,7	0,65-0,72							
CK-1_03	2,20	441	0,76			0,52	18	0,72			2,65-2,7	0,65-0,72							
CK-1_04	2,88	442	0,78										0,52	0,71	0,77	0,90	0,94	0,62	0,74
CK-1_05	2,82	441	0,76			0,61	38	0,78											
CK-1_06	2,39	441	0,76										0,53	0,72	0,77	0,90	0,93	0,66	0,77
CK-1_07	1,82	441	0,76			0,6	28	0,77											
CK-1_08	1,99	443	0,80										0,56	0,74	0,79	0,91	0,93	0,63	0,75
CK-1_09	2,34	445	0,83										0,56	0,74	0,81	0,91	0,93	0,62	0,74
CK-1_10	2,07	442	0,78			0,61	24	0,78											
CK-1_11	2,18	443	0,80			0,6	1	0,77											
CK-1_12	2,11	445	0,83										0,61	0,80	0,83	0,89	0,92	0,70	0,79
CK-1_13	2,07	444,5	0,82	0,79	1	0,62	1	0,78											
CK-1_14	1,79	448	0,88										0,59	0,74	0,83	0,89	0,90	0,67	0,77
CK-1_15	1,97	443,5	0,80	0,78	2	0,62	2	0,78	6,0-6,5	0,62-0,74									
CK-1_16	2,12	442	0,78										0,57	0,76	0,80	0,92	0,95	0,65	0,76
CK-1_17	2,27	443	0,80			0,64	8	0,80											
CK-1_18	1,83	444	0,81										0,52	0,71	0,77	0,89	0,92	0,62	0,74
CK-1_19	1,85	446	0,84										0,62	0,80	0,83	0,91	0,93	0,69	0,79
CK-1_20	1,78	446	0,84										0,55	0,75	0,77	0,91	0,94	0,71	0,80
CK-1_21	2,02	443	0,80										0,56	0,73	0,82	0,91	0,92	0,67	0,77
CK-1_22	2,08	445	0,83			0,63	13	0,79											
CK-1_23	2,15	446	0,84										0,61	0,80	0,83	0,90	0,92	0,67	0,77
CK-1_24	2,04	448	0,88	0,81	2	0,62	2	0,78											
CK-1_25	1,95	446	0,84										0,59	0,78	0,81	0,91	0,93	0,68	0,78
CK-1_26	1,94	446	0,84										0,61	0,79	0,82	0,91	0,93	0,67	0,77
CK-1_27	2,03	446	0,84										0,57	0,77	0,80	0,90	0,94	0,68	0,78
CK-1_28	1,89	443	0,80			0,65	29	0,80											
CK-1_29	1,71	445	0,83										0,60	0,79	0,83	0,87	0,91	0,66	0,77
CK-1_30	1,76	445	0,83																
CK-1_31	1,68	444	0,81	0,83	2	0,71	4	0,84											
CK-1_32	1,70	447	0,86										0,50	0,71	0,76	0,87	0,91	0,65	0,76

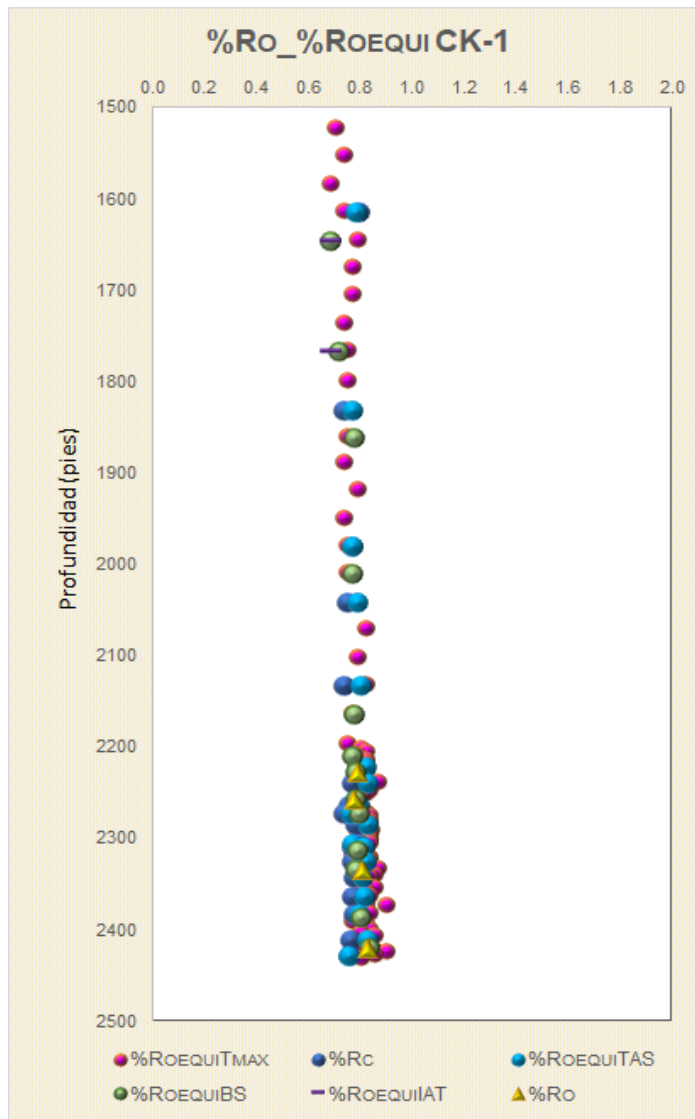


Figura 6.100. Integración de los datos de madurez térmica para el pozo CK-1. Nótese que los círculos rosados corresponden a la reflectancia calculada a partir del parámetro T_{máx}, la línea horizontal morada a la reflectancia equivalente al IAT, los círculos azules (R_c) a la reflectancia equivalente a partir del IMF (Índice de Metilfenantreno), los círculos verdes a la reflectancia equivalente obtenida a partir de la reflectancia del bitumen sólido y los triángulos amarillos a la reflectancia medida sobre vitrinitas. La profundidad está dada en pies (1 pie = 0,3048 m).

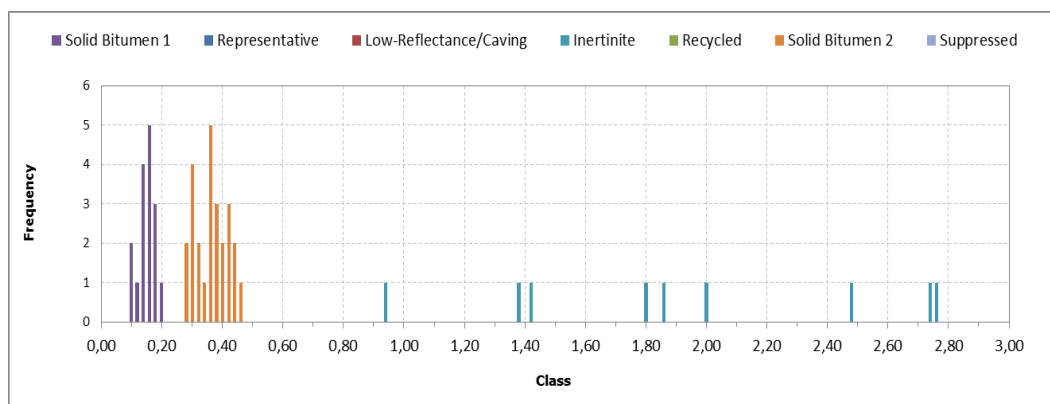


Figura 6.101. Histograma, a modo de ejemplo, que expresa la reflectancia de las poblaciones de bitumen sólido identificadas en una muestra.

Profundidad (pies)	COT-LECO (%wt)	TMAX (°C)	S1 (mgHC/g Roca)	S2 (mgHC/g Roca)	IH (mgHC/g COT)	Ro equi Tmax (%)	Graptolites (%)	Bitumen Sólido (%)	ICE	Ro equi ICE (%)	AAI	Ro equi AAI (%)
3812,3	0,66	300	0,03	0,01	2	-1,56	2,029	1,36	9	1,5-2,0	Marrón muy oscuro parduzco	1,5-2,0
3827,6	0,61	302	0,06	0,04	6	-1,54	2,39	1,7	9	1,5-2,0	Marrón muy oscuro parduzco	1,5-2,0
3886,5	0,42	356	0,03	0,10	24	-0,64	2,45	1,55	9	1,5-2,0	Marrón muy oscuro parduzco	1,3-2,0
3892	0,40	349	0,03	0,14	35	-0,76	2,33	1,55	9	1,5-2,0	Marrón muy oscuro parduzco	1,5-2,0
3901	0,31	446	0,01	0,03	10	0,84	2,46	1,62	9	1,5-2,0	Marrón muy oscuro parduzco	1,5-2,0
3922,5	0,45	339	0,05	0,17	38	-0,92	2,496	1,54	9	1,5-2,0	Marrón muy oscuro parduzco	1,5-2,0
3936,6	0,65	340	0,02	0,02	3	-0,90	2,44	1,74	9	1,5-2,0	Marrón muy oscuro parduzco	1,5-2,0

Graptolites

Acritarcos

Esporomorfos

Figura 6.102. (Izq.) Datos procesados para la interpretación y correlación entre la reflectancia de la vitrinita y la reflectancia de graptolites en algunas muestras de edad Paleozoico. (Drcha.): partículas de graptolites, acritarcos y grandiosporas identificadas. ICE (Índice de Coloración de Esporas), AAI (índice de Alteración de Acritarcos). La profundidad está dada en pies (1 pie = 0,3048 m).

Una vez efectuadas las medidas de reflectancia de la vitrinita y la de los bitúmenes sólidos para todas las muestras indicadas, y siguiendo el procedimiento analítico descrito en la sección de muestras y procedimientos analíticos, se construyó el diagrama de dispersión entre la reflectancia de la vitrinita (o su equivalente) y la reflectancia del bitumen

sólido de la **Figura 6.103**. En esta figura se observa la buena correlación que existe, obteniéndose la ecuación $R_{\text{oequiBS}} = 0,8607R_{\text{obs}} + 0,2358$, donde R_{oequiBS} es la reflectancia equivalente de la vitrinita obtenida a partir del bitumen sólido y R_{obs} es la reflectancia del bitumen sólido medido. El coeficiente de correlación es $R^2 = 0,9166$ ($r = 0,9574$).

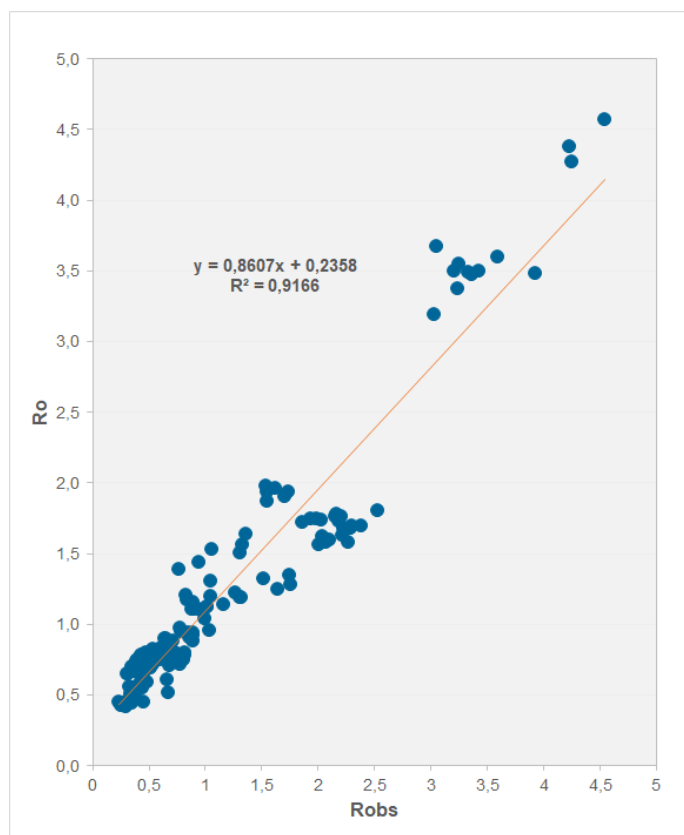


Figura 6.103. Diagrama de correlación entre la reflectancia del bitumen sólido (eje X) y la reflectancia de la vitrinita medida (en rocas de edad Cretácico y Terciario) y calculada a partir de los graptolites (en rocas pre-Devónicas) (eje Y), para las 166 muestras analizadas en este trabajo. El coeficiente de correlación es R^2 de 0,9166 ($r = 0,9574$).

Obtenida la ecuación que permite el paso de reflectancia de los bitúmenes sólidos a reflectancia equivalente de la vitrinita, se procedió a comparar estos resultados con los que proporciona la utilización de algunas de las ecuaciones que han sido propuestas en la

literatura para cuencas, formaciones y rocas de diferentes partes del mundo y de distintas edades, tal y como se mencionó al inicio de este capítulo, y que figuran en la **Tabla 6.9**.

Tabla 6.9. Ecuaciones existentes en la literatura que permiten determinar la reflectancia equivalente de la vitrinita (Ro) a partir de la reflectancia medida sobre los bitúmenes sólidos (Robs) en diferentes formaciones y/o cuencas. Modificado de Mastalerz et al. (2018).

Ecuación	Fuente	Rango Robs	Formación
$Ro = 0,618 \times Robs + 0,4$	Jacob, 1989	0,1–3%	Varias formaciones de Alemania y otras no reveladas de otros países.
$Ro = (Robs + 0,03)/0,96$	<u>Bertrand, 1990</u>	~0,45–1,8%	Kerógeno aislado de shales, calizas y areniscas de Canadá (Silúrico - Devónico)
$Ro = (Robs - 0,13)/0,87$	<u>Bertrand, 1993</u>	0,3–6%	
$Ro = 0,618 \times Robs + 0,40$	<u>Riediger, 1993</u>	0,2–0,75%	Kerógeno de rocas fuente ricas en sulfuro del Miembro Nordegg - Jurásico Inferior, Cuenca Sedimentaria del Oeste de Canadá
$Ro = 0,277 \times Robs + 0,57$		0,75–0,95%	
$Ro = (Robs + 0,41)/1,09$	Landis and Castaño, 1995	>4,0%	Bitúmenes sólidos de diferentes tipos de muestras (pozo, afloramiento) de Canadá y Sudamérica.
$Ro = (Robs + 0,2443)/1,0495$	<u>Schoenherr et al., 2007</u>	0,26–5,8%	Grupo Ara - Oman (Precámbrico tardío - Cámbrico Temprano)
$Ro = (0,83 \times Robs) + 0,22$	<u>Wei et al., 2016</u>	0,44–0,52%	New Albany Shale (Devónico Medio/Carbonífero Inferior)
$Ro = 0,5992 \times Robs + 0,3987$	<u>Liu et al., 2017</u>	0,5–1,4%	New Albany Shale (Devónico Medio/Carbonífero Inferior)

Así, se han introducido los valores de reflectancia de los bitúmenes sólidos medidos en las muestras de las cuatro cuencas Colombianas seleccionadas. Concretamente se han utilizado las ecuaciones propuestas por Riediger (1993); Landis y Castaño (1995) y Schoenherr et al. (2007 Jacob (1989)). Los resultados se presentan en la **Figura 6.104** conjuntamente con la ecuación propuesta en este trabajo (Tesis Juliao, 2020).

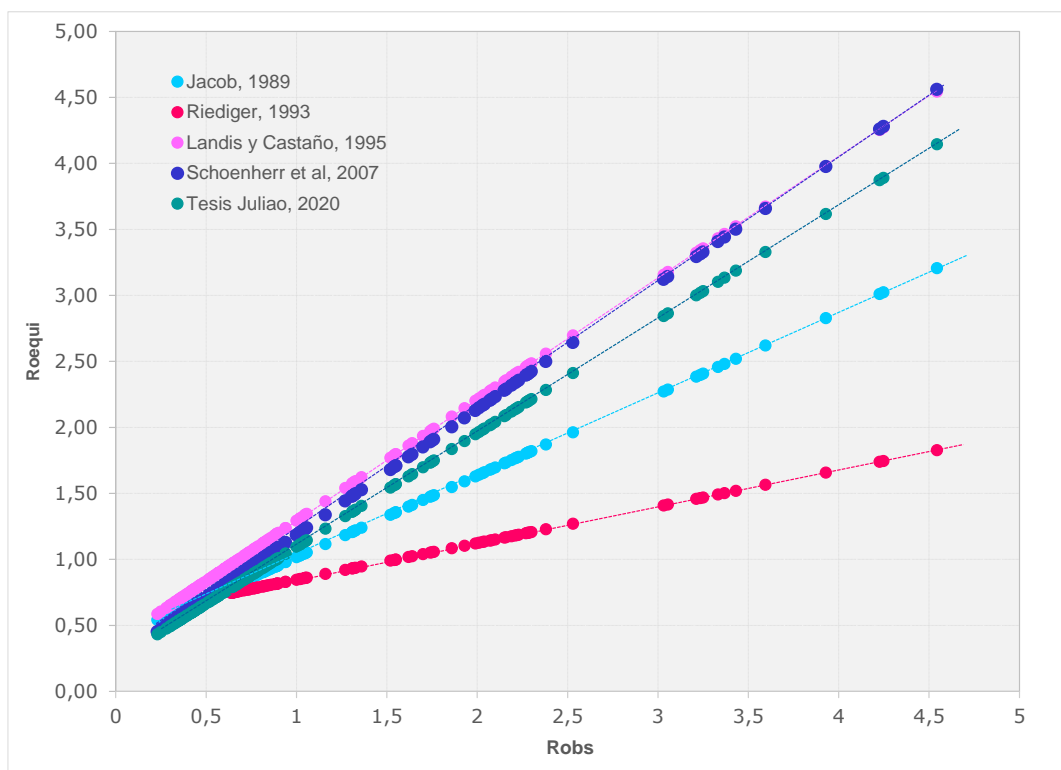


Figura 6.104. Diagrama de dispersión que compara la reflectancia del bitumen sólido y la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando las ecuaciones de la literatura y la ecuación propuesta en este estudio.

Como se puede observar en la **Figura 6.104**, la ecuación de Riediger (1993) posee una pendiente mucho menor en comparación con la encontrada para el resto de las ecuaciones. Esto puede ser debido a que Riediger (1993) en su estudio utilizó solo un tipo de rocas de un intervalo de edad relativamente reducido (Jurásico Temprano) y de una sola cuenca. La ecuación de Jacob (1989), sin embargo, que utilizó información de rocas de Alemania y otros países no revelados, presenta una pendiente intermedia. Por su parte las ecuaciones de Landis & Castaño, (1995) propuesta a partir del estudio de rocas de Canadá y Suramérica, y de Schoenherr (2017) a partir de rocas Precámbrico-Cámbrico de Oman, presentan la misma pendiente, especialmente en valores de reflectancia del bitumen sólido (pirobitúmenes) mayores de 3%. Aunque con una ligera desviación con respecto a las ecuaciones de Landis y Castaño, (1995) y Schoenherr (2017), desviación que en reflectancia

equivalente de la vitrinita supone un máximo de $-0,25\%$, se encontrarían las muestras de las Cuencas Colombianas una vez aplicada la ecuación propuesta en esta investigación. Las mayores diferencias en la reflectancia equivalente de la vitrinita se producen para los valores más elevados de reflectancia de los bitúmenes sólidos. Esto podría estar en relación con la ausencia de anisotropía o muy escaso desarrollo de la misma. Es conocido que algunas impsonitas (bitúmenes sólidos de alta reflectancia) no desarrollan anisotropía (Suárez-Ruiz et al., 2020) porque a pesar de su elevada reflectancia, estructuralmente son materiales desordenados ya que han evolucionado térmicamente, pero en ausencia de presión. Esto implica, que aunque se pueda pasar de la reflectancia de los bitúmenes sólidos a reflectancia equivalente de la vitrinita mediante distintas ecuaciones, los valores obtenidos para reflectancia equivalente de la vitrinita a veces no se correlacionen con otros parámetros de madurez, ya que, una determinada reflectancia de la vitrinita lleva implícito un determinado orden estructural, lo que no es en el caso de los bitúmenes sólidos que pueden evolucionar térmicamente en ausencia de presión y por lo tanto, no se ordenan estructuralmente, por lo que, la reflectancia equivalente de la vitrinita que a partir de ellos se obtenga, será más elevada y no será válida. Por tal motivo, las rocas con bitúmenes sólidos más evolucionados ($\%R_o > 2,0$), deben ser analizadas con cuidado, atendiendo, no sólo al régimen térmico que hayan sufrido, sino también, a la presión que hayan experimentado durante esta evolución, ya que ello condicionará el desarrollo, o no, de anisotropía en bitúmenes sólidos y con ello su orden estructural y consecuentemente que su reflectancia pueda ser utilizada, o no, para obtener reflectancias equivalentes de la vitrinita válidas.

Si se realiza un análisis más detallado de las muestras con reflectancia del bitumen sólido menores de $1,4\%$ (**Figura 6.105**), se observan claramente las diferencias entre las ecuaciones propuestas por los diferentes autores. Así, la ecuación propuesta por Riediger

(1993) posee una tendencia igual a la de Jacob (1989) para valores de reflectancia del bitumen sólido menores de 0,52% (aprox. 0,7%Ro), con un rompimiento de la curva en el diagrama de dispersión (**figura 6.105**) lo que pudo ser causado por el enriquecimiento en azufre en la secuencia de rocas del Miembro Nordegg que ocasionó un efecto importante sobre la reflectancia del bitumen sólido, ya que el bitumen se generó a bajos niveles de madurez térmica (Riediger, 1993). La ecuación de Landis y Castaño (1995) en este punto, sugiere valores de reflectancia equivalente de la vitrinita un poco mayores a los obtenidos mediante las otras ecuaciones propuestas, sin embargo, con una tendencia similar a la obtenida utilizando la ecuación de Schoenherr (2007). Por otra parte, la ecuación Jacob (1989) proporciona una línea de regresión con valores intermedios entre todas las ecuaciones propuestas. La ecuación propuesta en esta tesis plantea una propuesta intermedia entre las ecuaciones y valores obtenidas por Jacob (1989), y las de Schoenherr (2007), y Landis & Castaño (1995). Se evidencia que las ecuaciones presentan una respuesta muy similar para valores de reflectancia del bitumen sólido menores de 0,6%, donde se cruzan todas las gráficas, a excepción de la propuesta por Landis & Castaño (1994); después, las ecuaciones propuestas por Jacob (1989), Schoenherr (2007) y Juliao (2020) en este trabajo, continúan con una tendencia similar, empezando su divergencia a una reflectancia de bitumen sólido de 0,9% (**Figura 6.105**).

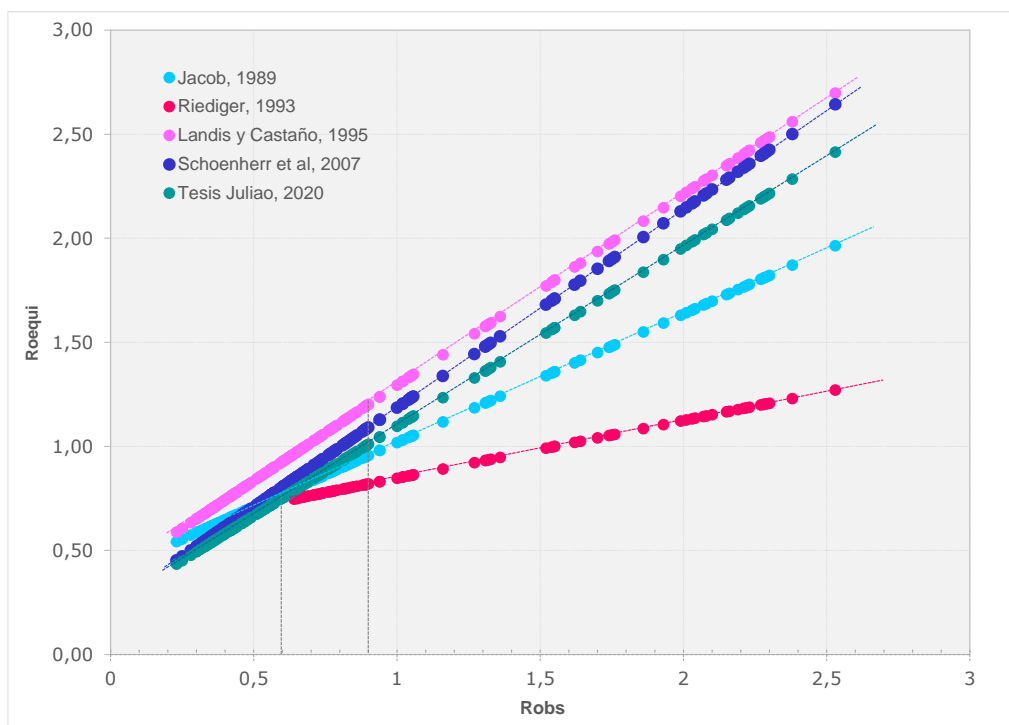


Figura 6.105. Diagrama de dispersión que correlaciona la reflectancia del bitumen sólido y la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando las ecuaciones de la literatura mencionadas en el texto y la ecuación propuesta en este estudio, para valores de bitumen sólido menores a 1,4%.

6.4.2. CONCLUSIONES SOBRE EL BITUMEN SÓLIDO COMO POSIBLE PALEOTERMÓMETRO

Con el aumento de la evolución térmica el bitumen sólido tiende a incrementar su reflectancia, como todo material de carbono. Debido a ello, y en ausencia de vitrinita, cuya reflectancia es un parámetro de madurez universalmente aceptado, se han intentado establecer diversas relaciones que permitan el paso de reflectancia del bitumen sólido a reflectancia equivalente de la vitrinita, es decir, que el bitumen sólido pueda ser considerado como un paleotermómetro. Tal y como se ha indicado, existen diferentes correlaciones en la literatura y cada una de ellas obedece a una determinada cuenca,

formación/litología y/o edad, pero no existe una correlación que sea de aplicación universal. Por ello, para poder utilizar una determinada ecuación que permita el paso de reflectancia del bitumen sólido a reflectancia equivalente de la vitrinita, se hace imperativo el conocimiento previo de las rocas, formaciones y cuenca que van a ser evaluadas, un conocimiento exhaustivo de todos los procesos que hayan intervenido durante la generación y posterior evolución de los bitúmenes sólidos para poder seleccionar la mejor ecuación o proponer una ecuación válida que permita pasar la reflectancia de los bitúmenes sólidos a reflectancia equivalente de la vitrinita, que posteriormente se pueda incluir en los modelos de exploración de hidrocarburos. En el presente trabajo, se ha propuesto una ecuación para las rocas generadoras colombianas, puesto que la escasa presencia de vitrinita es un problema para el establecimiento de la madurez orgánica de los yacimientos. Se ha probado que la ecuación propuesta es una opción viable para obtener la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando la reflectancia del bitumen sólido a efectos de conocer su madurez térmica. Esto es especialmente importante para los niveles sedimentarios que se encuentran en la ventana del gas donde los parámetros de madurez geoquímica no son aplicables.

7. CONCLUSIONES GENERALES

El presente trabajo ha estado encaminado al estudio de rocas generadoras de hidrocarburos de edad Cretácica en la Cuenca Valle Medio del Magdalena (VMM) en Colombia, a la determinación de sus paleoambientes sedimentarios, así como a la evolución de su porosidad con la maduración térmica y al análisis del bitumen sólido como potencial paleotermómetro. Esto ha permitido obtener una serie de conclusiones generales que se agrupan en cuatro apartados.

(1) La evaluación como yacimientos de roca generadora de las secuencias sedimentarias Aptiano-Albiano (Aptiense - Albiense) y Cenomaniano-Campaniano (Cenomaniense – Campaniense), en 6 pozos de perforación (EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6) y en una muestra de afloramiento (utilizada en la obtención de una serie de maduración térmica artificial por el sistema de hidropirólisis) de la región central de la cuenca VMM, Colombia, permitió establecer:

- La secuencia sedimentaria Aptiano – Albiano (Aptiense - Albiense) presenta de manera consistente y en todos los pozos evaluados, un intervalo de aproximadamente 50 pies (15,24 m) con un contenido orgánico muy importante que llega a alcanzar un máximo (33,8% de Carbono orgánico total) en el pozo EST-3. Estos altos contenidos orgánicos son debidos a la presencia de bitumen sólido en las rocas, tal y como ha sido confirmado por petrografía orgánica. Este bitumen sólido se transforma térmicamente para generar gas, motivo por el cual, los mayores contenidos de gas se concentran en las zonas donde se presentan los mayores contenidos orgánicos y, en consecuencia, los mayores contenidos de bitumen sólido.

- El índice de hidrógeno (IH) en la secuencia Aptiano – Albiano (Aptiense - Albiense), no es un parámetro estrictamente confiable para determinar la composición

orgánica de las rocas por métodos geoquímicos debido al avanzado estado de evolución térmica de la secuencia sedimentaria. Por ello se ha utilizado la relación S2/S3 conjuntamente con el análisis visual del kerógeno (AVK) de las rocas, con el fin de establecer la composición de los precursores orgánicos acumulados en la secuencia, lo cual es estrictamente necesario para el conocimiento del tipo de hidrocarburos que se generan y que han sido generados. En este estudio se logró determinar que la materia orgánica original de este intervalo sedimentario corresponde a un kerógeno tipo II con aportes de kerógeno tipo III hacia la base de la secuencia y a un kerógeno tipo II dominante en el resto de la misma. Sin embargo, esta composición orgánica varía hacia el oriente del área en estudio (Cuenca VMM), donde la composición orgánica en casi toda la secuencia sedimentaria corresponde a un kerógeno tipo II con aportes netos de un kerógeno tipo III tal y como ha sido determinado en el pozo EST-4.

- La madurez térmica de la materia orgánica para el intervalo Aptiano – Albiano (Aptiense - Albiense) del Cretácico Temprano, evaluada a partir de la integración de parámetros geoquímicos ($T_{máx}$ - %Roequi $T_{máx}$) y petrográficos (%Ro, %RoequiBS, ICE, IAT, fluorescencia), sugiere que hacia el norte de la Cuenca VMM, en el área de los pozos EST-2 y EST-6 y hacia el techo de la secuencia sedimentaria, las rocas se encuentran en el pico de generación de hidrocarburos líquidos, mientras que hacia la base de la misma, se encuentran en la ventana de aceite volátil. En el sector noroccidental, en el área de los pozos EST-3 y EST-5, hacia el techo de la secuencia, estas rocas se encuentran en la ventana de aceite volátil, mientras que, hacia la base se localizan en la ventana de gas húmedo. Por último, en el sector sur/suroriente de la Cuenca (pozos EST-1 y EST-4), el techo de la secuencia se encuentra en la ventana de gas húmedo, mientras que, hacia la base, estaría más evolucionado térmicamente estando en la ventana del gas seco.

- La presencia y potencialidad en hidrocarburos se evaluó gracias a la integración de parámetros geoquímicos, petrográficos y de los contenidos de gas

(previamente publicados por Juliao y Márquez, 2012; Márquez y Juliao, 2014a-b), permitiendo identificar en el pozo EST-6, un intervalo de 100 pies (30,5 m) hacia el techo de la secuencia sedimentaria Aptiano (Aptiense) – Albiano (Albiense), con valores entre 95 y 160 mgHC/gCOT, que permite sugerir la existencia de un yacimiento con hidrocarburos producibles. En cuanto al contenido de gas, se identificaron valores de interés en los pozos EST-1 y EST-4; sin embargo, solo en el pozo EST-1 se encontraron valores idóneos como para ser considerados como un potencial yacimiento de gas, asociados a altos valores de Carbono orgánico total (COT).

- En la secuencia sedimentaria del Cretácico Tardío, intervalo Cenomaniano – Campaniano (Cenomaniense - Campaniense), se han determinado contenidos orgánicos que pueden considerarse de buenos a excelentes y una composición orgánica correspondiente a un kerógeno de tipo II. La excepción está representada por el intervalo del Turoniano Medio (Turonense Medio), en el cual los contenidos orgánicos pueden considerarse de regulares a buenos, siendo la composición orgánica un kerógeno de tipo II con aporte de kerógeno tipo III.

- La madurez térmica de la materia orgánica para este intervalo del Cretácico Tardío, evaluado también por la integración de parámetros geoquímicos ($T_{máx}$ - %Roequi $T_{máx}$) y petrográficos (%Ro, %RoequiBS, ICE, IAT, fluorescencia), sugiere una madurez temprana para el intervalo sedimentario Coniaciano – Campaniano (Coniaciense - Campaniense) y una madurez térmica en el pico de generación de hidrocarburos o cercano a él, para el intervalo Cenomaniano (Cenomaniense) – Coniaciano (Coniaciense). Asimismo, se logró establecer la presencia de intervalos sedimentarios de interés como yacimientos producibles de hidrocarburos en el intervalo Coniaciano – Campaniano (Coniaciense-Campaniense), probablemente producto de la mezcla de hidrocarburos migrados (livianos), y en menor proporción, hidrocarburos pesados generados por la roca en estados de madurez térmica temprana. Asimismo, para la secuencia Cenomaniano –

Coniaciano (Cenomaniense - Coniaciense) se presume que los hidrocarburos son generados por la misma roca, es decir, se tendría un yacimiento de roca generadora (YRG).

(2) El estudio de las palinofacies presentes en las secuencias sedimentarias evaluadas en el sector central de la Cuenca VMM (área de estudio), permitió establecer la existencia de una relación inversa entre el aporte del material terrestre y el contenido orgánico total (dado por el %COT), aunque esto no excluye que no puedan existir de buenos a excelentes contenidos orgánicos en rocas marinas con importante aporte terrestre (composición mixta, Kerógeno II/III).

- El análisis de las palinofacies para el intervalo sedimentario Aptiano - Albiano (Aptiense - Albiense), permitió establecer que los contenidos orgánicos muy altos se encuentran asociados principalmente a la presencia de materia orgánica pseudoamorfa (materia orgánica amorfa entremezclada con bitumen sólido) y no a la preservación de materia orgánica amorfa en ambientes anóxicos. El ambiente propuesto para esta secuencia sedimentaria es una plataforma de carbonatos, con fluctuaciones en el ambiente marino de plataforma media a proximal. Por otro lado, el análisis de palinofacies de la secuencia sedimentaria Cenomaniense - Campaniano (Cenomaniense) - Campaniense) sugiere para este intervalo un paleoambiente sedimentario correspondiente a fluctuaciones en una plataforma marina distal y una cuenca proximal subóxica-anóxica, con excepción del Turoniano Medio (Turonense Medio) en donde la cuenca se someriza, depositándose material marino con aporte terrestre en un ambiente de plataforma media a proximal.

(3) La integración de los resultados de geoquímica, petrografía orgánica, SEM-EDX, porosimetría de Hg e Isotermas de adsorción de N₂ y CO₂, permitió establecer que el comportamiento de la materia orgánica en las rocas evolucionadas artificialmente a partir

de hidropirólisis en condiciones de temperatura creciente, queda representado por una disminución del contenido en carbono (dado por el parámetro COT) con el incremento de la temperatura debido a la degradación del material orgánico. Esta serie de evolución térmica artificial representa un paso gradual de la materia orgánica de un estadio inicial de maduración situado en la ventana del aceite a estadios evolutivos más avanzados y dentro de la ventana de generación de gas.

- Los datos del análisis textural han permitido determinar la importancia de los hidrocarburos libres ocluidos en los poros de las rocas ya que tienden a disminuir la porosidad. El análisis comparativo de los resultados de porosimetría de Hg de la muestra original (bruta y sin lavar) y la muestra original lavada con diclorometano (DCM), se pudo observar que en la muestra lavada (muestra libre de hidrocarburos), el volumen de poro se incrementó un poco más del doble en el rango de poros de 5,5 nm a 12 μ m (parte de mesoporos + macroporos), mientras que el volumen de los poros de tamaños de >0,2-5,5 nm (microporos + parte de mesoporos) el volumen de poro se incrementó el triple. Por otro lado, el volumen total de poro a presiones relativas de 0,95 y 0,99, y obtenido a partir de las isothermas de adsorción de N₂ a -196°C, también aumenta al doble o más del doble de la muestra original a la muestra libre de HCs y el volumen de los ultramicroporos (poros con tamaño <0,7nm) obtenidos por adsorción de CO₂ a 0°C, se incrementó a más del triple. Todo lo anterior indica un importante aporte de porosidad (macro-meso-microporos y ultramicroporos) al volumen de poro en este tipo de rocas.

- En la serie madurada artificialmente por el sistema de hidropirólisis, el volumen de poro obtenido por porosimetría de Hg indica un aumento gradual del mismo con el incremento de la evolución térmica de la materia orgánica, y dicho aumento se ve pronunciado en los macroporos y mesoporos con tamaños entre 5,5-12000 nm. Los resultados de la adsorción de nitrógeno indican un incremento gradual del volumen total adsorbido (relacionado con microporos, mesoporos y macroporos de tamaño pequeño)

así como del área superficial específica BET (S_{BET}) con el incremento de la madurez térmica. En cuanto a los resultados de las isotermas de adsorción de CO_2 , se puede observar un incremento sustancial (más del triple) del volumen de microporos y de la superficie específica Dubinin-Radushkevich, entre la muestra original (bruta y sin lavar) y la muestra lavada con DCM. Estas muestras se encuentran en etapas iniciales de la ventana de generación de aceite y con el incremento de la madurez térmica por hidropirólisis se produce un aumento pequeño y gradual del volumen de microporos y de la superficie específica Dubinin-Radushkevich en las muestras hidropirólizadas, sin embargo, dichos valores son inferiores a los obtenidos en el caso de la muestra original lavada con diclorometano.

- Los análisis de porosidad indican la existencia de un espacio poroso que está siendo ocupado por hidrocarburos generados por craqueo primario y/o secundario de la materia orgánica durante el proceso de hidropirólisis. Este hecho parece confirmarse con los resultados obtenidos para la muestra hidropirólizada a $365^{\circ}C/72$ horas, en la cual, después de ser lavada 110 veces con DCM, el valor del S1 residual (HCs libres) era aún de $1,56 \text{ mgHC/gR}$. Lo anteriormente expuesto permite sugerir un incremento sustancial en la microporosidad y ultramicroporosidad en estas rocas, en la cual se pueden almacenar hidrocarburos, sin embargo, al ser los poros tan pequeños, la capacidad de extracción de estos hidrocarburos (producibilidad), es limitada.

(4) A partir del estudio del bitumen sólido como potencial paleotermómetro se logró confirmar que las diferentes correlaciones entre la reflectancia de la vitrinita y el bitumen sólido existentes en la literatura obedecen a características específicas de cada cuenca/formación/litología y/o edad de las rocas analizadas y esto hace que no exista una correlación que pueda ser considerada como universal. Por este motivo, es imperativo efectuar siempre un estudio previo y detallado de las rocas a ser evaluadas adquiriendo un

conocimiento exhaustivo de todos los procesos que hayan intervenido en su evolución térmica, en la generación de los bitúmenes sólidos, así como, de su posterior evolución para poder seleccionar la ecuación más apropiada de todas las existentes o bien proponer una ecuación válida que posteriormente se pueda incluir en los modelos de exploración de hidrocarburos. En el presente trabajo, la ecuación propuesta para obtener la reflectancia de la vitrinita a partir de la reflectancia del bitumen sólido para las rocas generadoras colombianas, donde la escasa presencia de vitrinita es un problema para el establecimiento de la madurez orgánica por medición directa de la reflectancia de este componente, se ha visto que es una opción viable. Y esta ecuación ha permitido obtener la reflectancia equivalente de la vitrinita utilizando la reflectancia del bitumen sólido a efectos de conocer la madurez térmica de las rocas con contenido orgánico. Esto es especialmente importante para los niveles sedimentarios que se encuentran en la ventana del gas donde los parámetros de madurez geoquímicos no son aplicables o presentan dificultad de aplicación. El estudio de los bitúmenes sólidos permitió la construcción de un diagrama de dispersión entre la reflectancia de la vitrinita y la reflectancia del bitumen sólido con un coeficiente de correlación de $R^2 = 0,9166$ ($r = 0,9574$), obteniéndose la ecuación $R_{\text{equiBS}} = 0,8607R_{\text{obs}} + 0,2358$, donde R_{equiBS} es la reflectancia equivalente de la vitrinita y R_{obs} es la reflectancia del bitumen sólido medido directamente.

CONCLUSIONS

The present work has been aimed at the study of hydrocarbon source rocks of Cretaceous age in the Middle Magdalena Valley basin, Colombia, to the determination of their sedimentary paleoenvironments, as well as the understanding of porosity systems in organic matter and the solid bitumen as a potential paleothermometer. This has made it possible to obtain a series of general conclusions that are grouped into four sections.

(1) The evaluation as UShR (Unconventional Shale Reservoir) of the Aptian-Albian and Cenomanian-Campanian sedimentary sequences, in 6 wells (EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 and EST-6) and an outcrop sample (hydropyrolysis) from the central region of the MMV basin, Colombia, led to the following conclusions:

- The Aptian - Albian sedimentary sequence consistently presents in the evaluated wells, an interval of approximately 50 ft (15.24 m) with a peak that corresponds to a significant increase in organic content, reaching 33.8% TOC in well EST-3. Such substantial increases are due to the presence of solid bitumen in the rock, additional to organic matter which is corroborated by organic petrography. This solid bitumen is thermally transformed to generate gas, which is the reason why the highest gas contents are concentrated in or near zones with the highest organic contents and consequently, the highest solid bitumen contents.

- The hydrogen index in the Aptian - Albian sequence is not a reliable parameter due to its advanced state of thermal evolution, so the S₂/S₃ (pyrolysis RE) was used together with the KVA, in order to establish the composition of the organic precursors, which is useful in the identification of the type of hydrocarbons that were generated. In this

study it was determined that the original organic matter of this sequence corresponds to a type II kerogen with contributions of type III kerogen towards the base and dominant type II kerogen in the rest of the sequence; however, this organic composition varies towards the east of the study area, where a type II kerogen with contributions of type III kerogen is present in almost all the section, evidenced in well EST-4.

- The thermal maturity of organic matter for the Aptian - Albian interval, evaluated from the integration of geochemical ($T_{\text{máx}}$ - $\%R_{\text{oequiTmáx}}$) and petrographic parameters ($\%R_o$, $\%R_{\text{oequiBS}}$, SCI, TAI, fluorescence), suggests that to the north, in the area of wells EST-2 and EST-6, towards the top of the sedimentary sequence, the rocks are at the peak of liquid hydrocarbon generation, while towards the base, they are in the volatile oil window; in the northwestern sector, in the area of wells EST-3 and EST-5, towards the top of the sequence, these rocks are in the volatile oil window, while towards the base they are in the wet gas window; and finally, in the south/southeastern sector, towards the top of the sequence this interval is in the wet gas window, while towards the base it is in the dry gas window.

- The presence and potential of hydrocarbons were evaluated by the integration of geochemical, petrographic parameters and gas content (Juliao and Márquez, 2012; Márquez and Juliao, 2014a-b), allowing to identify in well EST-6, a 100 ft interval towards the top of the Aptian - Albian sedimentary sequence, with values between 95 and 160 mgHC/gTOC, suggesting a reservoir with producible hydrocarbons. Regarding gas content, values of interest were identified in wells EST-1 and EST-4; however, only in well EST-1 values of interest to be considered as a potential gas reservoir were found, associated with high TOC values.

- The Upper Cretaceous sedimentary sequence, Cenomanian - Campanian intervals, showed good to excellent organic contents and a type II kerogen, except for the

Middle Turonian sequence, in which the organic contents are fair to good, and the kerogen type is II with a contribution of III.

- Thermal maturity of organic matter for the Upper Cretaceous interval, evaluated by integration of geochemical ($T_{\text{máx}}$ - %Roequi $T_{\text{máx}}$) and petrographic (%Ro, %RoequiBS, SCI, TAI, fluorescence) parameters, suggests an early maturity stage in the Coniacian - Campanian interval and a thermal maturity at or near the generation peak in the Cenomanian - Coniacian interval. Likewise, it was possible to establish the presence of intervals of interest as producible reservoirs in the Coniacian - Campanian interval, probably as a result of the mixture of migrated hydrocarbons (light), and in less proportion, heavy hydrocarbons generated by the rock in early stages of thermal maturity. Also, in the Cenomanian - Coniacian sequence, in which it is presumed that the hydrocarbons of this sequence are generated by the rock itself, i.e., an Unconventional Shale Reservoir (UShR).

(2) The study of palynofacies for the sedimentary sequences evaluated in the central sector of the MMV basin (study area), allowed to establish in all the studied sequences, an inverse relationship between the contribution of terrestrial material and the total organic content (%TOC), although this does not imply that there may be good to excellent organic contents in marine rocks with significant terrestrial contribution (Kerogen II/III).

- The study of palynofacies for the Aptian - Albian sedimentary interval, allowed to establish that the very high organic contents are mainly associated with the presence of pseudoamorphous organic matter (amorphous organic matter intermixed with solid bitumen) and not to the preservation of amorphous organic matter in anoxic environments. The proposed environment for this sedimentary sequence is a carbonate platform, with fluctuations in the mid-shelf to proximal marine environment. On the other hand, the palynofacies of the Cenomanian-Campanian sedimentary sequence suggests a paleoenvironment corresponding to fluctuations in a distal marine platform and a proximal

suboxic-anoxic basin, except for the Middle Turonian, where the basin is somerized, and marine material with terrestrial input is deposited in a mid to proximal platform environment.

(3) The integration of the results of geochemistry, organic petrography, SEM-EDX, Hg porosimetry and N₂ and CO₂ adsorption isotherms, allowed to establish that the behavior of organic matter in rocks artificially evolved from hydrolysis under increasing temperature conditions, is represented by a decrease in carbon content (given by the TOC parameter) with increasing temperature due to the degradation of organic material. This artificial thermal evolution series represents a gradual transition of organic matter from an initial stage of the oil window to more advanced evolutionary stages and within the gas generation window.

- The textural analysis data have allowed to determine the importance of free hydrocarbons occluded in the pores of the rocks since they tend to decrease their porosity. When comparing the Hg porosimetry between the original sample and the original sample washed with dichloromethane (DCM), it was observed that in the washed sample (hydrocarbon-free sample), the pore volume was slightly more than double in the range 5.5 nm to 12µm (part of mesopores + macropores), while the volume of pores of sizes >0.2-5.5 nm (micropores + part of mesopores), increased by three times. On the other hand, the total pore volume at relative pressures of 0.95 and 0.99, and obtained from N₂ adsorption-desorption isotherms at -196 °C, also increases twice or more than twice that of the original sample to the sample free of HCs, and the volume of the ultramicropores (pores with size <0.7nm) obtained by CO₂ adsorption at 0 ° C, increase more than triple. The above indicates an important contribution of porosity (macro-meso-micro-pores and ultra-micro-pores) to the pore volume in this type of rocks.

- In the hydrolyzed series, the pore volume obtained by Hg porosimetry indicates a gradual increase with thermal evolution of the organic matter, and such increase is pronounced in the macropores and mesopores with sizes between 5.5-12000 nm. The nitrogen adsorption results indicate a gradual increase in total adsorbed volume (micro-mesopores) as well as BET specific surface area with increasing thermal maturity. As for the results of CO₂ adsorption isotherms, a substantial increase (more than threefold) in micropore volume and Dubinin-Radushkevich specific surface area can be observed between the original sample and the DCM-washed sample. These samples are in early stages of the oil generation window. There is a small gradual increase in micropore volume and Dubinin-Radushkevich specific surface area in the hydrolyzed series with increasing thermal maturity, however, these values are lower than those obtained in the original sample washed with dichloromethane.

- There is a microporous and ultramicroporous space being occupied by hydrocarbons generated by primary and/or secondary cracking of the organic matter during the hydrolysis process. This fact seems to be confirmed by the results obtained for the hydrolyzed sample at 365°C/72 hours, in which, after being washed 110 times with DCM, the value of residual S1 (free HCs) was still 1.56 mgHC/gR. The above suggests a substantial increase in microporosity and ultramicroporosity in these rocks, in which hydrocarbons can be stored, however, since the pores are so small, the extraction capacity of these hydrocarbons (producibility) is limited.

(4) The solid bitumen study as a potential paleothermometer, it was confirmed that the different correlations between vitrinite reflectance and solid bitumen existing in the literature respond to specific characteristics of each basin/formation/lithology and/or age of the rocks analyzed; for this reason, it is imperative a detailed study of the rocks to be evaluated with an exhaustive knowledge of all the processes that have been involved during the evolution of the solid bitumen in order to select the best equation or propose

a valid equation that can later be included in the hydrocarbon exploration models. In the present study, the equation proposed for Colombian source rocks, where the scarce presence of vitrinite is a problem for the establishment of organic maturity, is a viable option to obtain the equivalent reflectance of vitrinite using the reflectance of solid bitumen in order to determine its thermal maturity. This is especially important for sedimentary levels that are in the gas window where geochemical maturity parameters are not applicable or are difficult. The study of solid bitumen allowed the development of a scatter plot between vitrinite reflectance and solid bitumen reflectance with a correlation coefficient of $R^2=0.9166$, obtaining the equation $R_{oequibs} = 0.8607R_{obs} + 0.2358$, where $R_{oequibs}$ is the equivalent vitrinite reflectance from solid bitumen and R_{obs} is the reflectance of the measured solid bitumen.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abarghani, A., Ostadhassan, M., Gentzis, T., Carvajal-Ortiz, H., Ocubalidet, S., Bubach, B., Mann, M., Hou, X., 2019. Correlating Rock-Eval™ T_{máx} with bitumen reflectance from organic petrology in the Bakken Formation. *Int. J. Coal Geol.* 205, 87–104.

Aguilera, R.C., Sotelo, V.A., Burgos, C.A., Arce, C., Gómez, C., Mojica, J., Castillo, H., Jiménez, D. & Osorno, J., 2009. Organic Geochemistry Atlas of Colombia: An Exploration Tool for Mature and Frontier Basins. *Earth Sciences Research Journal* 13, Special Edition 1-174.

Aguilera, R., 2016. Integración regional de datos de pirólisis, madurez térmica y espesores de las unidades cretácicas del Valle Medio del Magdalena. Implicaciones en la estimación de recursos no convencionales. ACGGP Technical Committee.

Al-Hajeri, M., Sauerer, B., Furmann, A., Amer, A., Akbar, H., Abdallah, W., 2020. Maturity estimation for Type II-S kerogen using Raman spectroscopy – A case study from the Najmah and Makhul Formations in Kuwait. *Int. J. Coal Geol.* 217, 103317. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.103317>.

Alpern B, Lemos de Sousa MJ, Pinheiro HJ, Zhu X., 1992. Optical Morphology of Hydrocarbons and Oil Progenitors in Sedimentary Rocks - Relations with Geochemical Parameters. *Mus Lab Mineral Geol Fac Cienc Porto, Nova Série*; pp. 1-53.

Arai, M. & Viviers, M.C., 2013. Dinoflagellate Cyst Superdominance Assemblages from the Upper Cretaceous of the Santos Basin, Offshore SE Brazil, and their Palaeoecological Significance. *The Micropalaeontological Society, Special Publications*, p. 285-292.

Arias, A. y Vargas, R., 1978. Geología de las planchas 86 Ábrego y 97 Cáchira, Departamento de Norte de Santander. Ingeominas. Boletín Geológico, 23 (2) (1980): 3-38. Bogotá.

Asociación Colombiana del Petróleo, ACP., 2014. Los Yacimientos No Convencionales y su Importancia para Colombia. Vicepresidente de Asuntos Públicos y Comunicaciones. www.acp.com.co

ASTM D7708-14. Standard Test Method for Microscopical Determination of the Reflectance of Vitrinite Dispersed in Sedimentary Rocks. West Conshohocken: ASTM International, PA 2014.

Barnard, P.C., Cooper, B.S., Fisher, M.J., 1980. Organic maturation and hydrocarbon generation in the Mesozoic sediments of the Sverdrup basin, Arctic Canada. Proceedings 4th International Palynological Conference, Lucknow, India, pp. 581–588.

Barnard, P.C.; Collins, A.G. & Cooper, B.S. 1981. Identification and distribution of kerogen facies in a source rock horizon - examples from the North Sea Basin. In: BROOKS, J. (ed.) Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration, Academic Press, London, p. 271-82.

Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., & Martínez, J., 2007. Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology. ANH y B&M Exploration Ltda. p. 26-45.

Barret, E.P., Joyner, L.G., Halenda, P.P., 1951. The determination of pore volume and area distribution in porous substances. I. Computations from nitrogen isotherms. J. Am. Chem. Soc. 73, 373-380.

Batten, D.J., 1996. Palynofacies. In: Jansonius, J., McGregor, D.J. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, TX, pp. 1011–1064.

Behar, F., Beaumont, V., & Penteadó, De. B. (2001). Rock-Eval 6 technology: performances and developments. *Oil & Gas Science and Technology*, 56(2), 111–134. <https://doi.org/10.2516/ogst:2001013>

Berner, R.A., 1989. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Palaeogeogr Palaeocli*; 73: 97-122.

Bertrand, Ph., Bordenave M.L, Brosse E., 1993. Other methods and tools for source rock appraisal. In: Bordenave ML, Ed. *Applied Petroleum Geochemistry*. Paris: Technip; pp. 279-371.

Bocanegra, N., 2021. Producción de petróleo y gas de Colombia baja en enero. Noticia Reuters: <https://www.reuters.com/article/petroleo-colombia-idLTAKCN2AU2SN>.

Boletín informativo. Presidencia de la República de Colombia. 30 de abril de 2020.

Bombardièrè, L., Gorin, G.E., 1998. Sedimentary organic matter in condensed sections from distal oxic environments: examples from the Mesozoic of southeastern France. *Sedimentology* 45: p. 771-788.

Bond, R.L. and Spencer, D.H.T., 1958. The ultrafine capillary structure of coals and carbonized coals. *Industrial Carbon and Graphite*, papers read at the conference of the Society of Industrial Chemistry, London, 24-26 Sept 1957, 29-40.

Botero, J., & Rodríguez, P., 2014. Evaluación del Potencial de Fracturamiento de las Rocas Generadoras de Hidrocarburos de las Formaciones La Luna, Simití y Tablazo en la Cuenca

Valle Medio del Magdalena y de las formaciones Villeta y Caballos en la cuenca Caguan-Putumayo mediante caracterización mineralógica. Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander, 96p.

Boulter, M.C. & Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the Palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology* 33, 871–886.

Boulter, M.C., 1994. An approach to a standard terminology for palynodebris. In: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge University Press, p. 199-216.

Brunauer, S., Emmet, P.H. & Teller, E., J. 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *J. Am. Chem. Soc.*, 60, 309.

Brunauer, S., Deming, L.S., Deming, W.E. & Teller, E. J., 1940. On a theory of the van der Waals adsorption of gases. *J. Am. Chem. Soc.*, 62, 1723-1732.

Brunauer, S., 1970. Surface Area Determination en: Everett, D.H. y Ottewill, R.H. (Eds.), *Butterworths, Londres*, 70.

Campetrol, 2017. Documento Sectorial AS-07-17. Bogotá, Colombia. <https://campetrol.org/>.

Campetrol, 2019. El fracking: una decisión de país. Cámara Colombiana de Bienes y Servicios Petroleros – Campetrol. Dirección Económica y Administrativa. 176 p. Bogotá, Colombia. <https://campetrol.org/>.

Carvajal, H., 2004. Nuevas consideraciones acerca del estado de madurez termal de la Formación La Luna en el Valle Medio del Magdalena, Colombia. Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander, 106p.

Castro, S., & Carvalho, M., 2015. Santonian dinocyst assemblages of the Santa Marta Formation, Antarctic Peninsula: Inferences for paleoenvironments and paleoecology. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (2015) 87(3): (Annals of the Brazilian Academy of Sciences). Printed version ISSN 0001-3765 / Online version ISSN 1678-2690.

Carvalho, 2012. Curso de Palinofacies. Universidad Federal de Rio de Janeiro – Ecopetrol ICP.

Carvalho, M. D. A., Ramos, R. R. C., Crud, M. B., Witovisk, L., Kellner, A. W., Silva, H. D. P., Grillo, O. N., Riff, D. and Romano, P. S. 2013. Palynofacies as indicators of paleoenvironmental changes in a Cretaceous succession from the Larsen Basin, James Ross Island, Antarctica. *Sedimentary Geology*, 295: 53-66.

Clavijo, J. 1995. La Formación Noreán: Nueva evidencia de volcanismo explosivo en la paleocuenca del Magdalena (Colombia) y su relación con otras unidades del Jurásico norandino. *Memorias IX Congreso Latinoamericano de Geología Caracas, Venezuela*.

Clavijo, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L. y Pérez, A., 2008. Evolución Geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental.

Combaz, A., 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, 7, 205-18.

Combaz, A., 1980. Les kerogenes vus au microscope. In: Durand B, Ed. *Kerogen - insoluble organic matter from sedimentary rocks*. Paris: Editions Technip 1980; pp. 55-111.

Cooper, M.A., Addison, F.T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., and Taborda, A., 1995, Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley,

Colombia, in: Sarmiento, L.F., 2011. PETROLEUM GEOLOGY OF COLOMBIA, Middle Magdalena Basin, Vol. 11. Fondo Editorial Universidad Eafit, Medellín, Colombia.

Córdoba, F., López, C., Rolón, L., Gómez, L., Buchelli, F., y Sotelo, C., 2001. Proyecto Evaluación Regional Cuenca Valle Medio del Magdalena - Cordillera Oriental, Colombia. Fase I. Informe Interno – ECOPETROL, Colombia.

Curiale, J., 1986. Origin of solid bitumens, with emphasis on biological marker results. *Organic Geochemistry*. Volume 10, Issues 1–3, Pages 559-580.

Châteauneuf, J. J., Reyre, Y., 1974. *Elements de palynologie. Applications geologiques*. Ed. aut., 345 p., 751.

Dale, B., 1976. Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in Recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 22:39-60

Dale, B., 1983. Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". In: *Survival Strategies of the Algae*, G.A. Fryxell (ed.), Cambridge University Press, New York, pp. 69-136.

Davey, R. J. 1970. Palynology and palaeo-environmental studies, with special reference to the continental shelf sediments of South Africa. *Proceedings 2nd Planktonic Conference, Rome*, 331-47.

De Boer, J.H., Lippens, B.C., Linsen, B.G., Broekhoff, J.C.P., Van den Heuvel, A., Osinga, Th.J., 1963. The t-curve of multimolecular N₂-adsorption. *J. Colloid Interface Sci.* 21, 405-414.

De la Parra, F., Rodriguez, G., Vargas, M., Bedoya, G. 2013. Bioestratigrafía del Pozo EST-1, Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Informe Interno Grupo de Bioestratigrafía teICP.

De la Parra, F., Rodriguez, G., Vargas, M., Bedoya, G. 2021. Bio y Cronoestratigrafía de la sucesión Cretácica del Valle Medio del Magdalena. Informe Interno Grupo de Bioestratigrafía ICP.

Delgado, René (2002). Evaluación de la Estabilidad de la Línea de Costa del Departamento del Magdalena, en Términos de Erosión y Sedimentación. Trabajo de grado (geólogo) Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias. Cartagena. 187 p.

Domenichini, F., Mutti, F. y Olivero., M., 2020. Impacto del COVID-19 en la demanda mundial de petróleo. Licenciatura en Administración y Gestión Empresarial. Centro de Investigación en Economía y Planeamiento Energético (CIEPE). Universidad Nacional de San Martín. Buenos Aires, Argentina.

Dubinín, M.M., Zaverina, E.D., Radushkevich, L.V., 1947. Sorption and Structure of Active Carbons I. Adsorption of Organic Vapors. Zh. Fiz. Khim. 21 1351-1362.

ECOPETROL-ICP, 2010. Mapa de Cuencas Sedimentarias de Colombia. Centro de Información Geográfica Instituto Colombiano del Petróleo.

Ercegovac, M., Kostic, A., 2006. Organic facies and palynofacies: Nomenclature, classification and applicability for petroleum source rock evaluation. International journal of coal geology, 68 (70-78).

Espitalié, J., Laporte, J.-L., Madec, M., Marquis, et al. 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution, Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP Energies nouvelles 32. 1. 23-43.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Oil & Gas Science and Technology. Vol. 40, No. 5, pp. 563–579.

Etayo-Serna, F., 1968a. El Sistema Cretáceo en la región de Villa de Leiva y zonas próximas. *Geología Colombiana* 5, 5-74.

Etayo-Serna, F., 1968b. Sinopsis estratigráfica de la región de Villa de Leiva y zonas próximas. *Boletín. De Geología* 21, 19-32.

Etayo, F., 1985. Paleontología estratigráfica del Sistema Cretácico en la Sierra Nevada del Cocuy. In: Sarmiento, L.F., 2011. *PETROLEUM GEOLOGY OF COLOMBIA, Middle Magdalena Basin*, Vol. 11. Fondo Editorial Universidad Eafit, Medellín, Colombia.

Etayo, F., 1994. Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena, in: Sarmiento, L.F., 2011. *PETROLEUM GEOLOGY OF COLOMBIA, Middle Magdalena Basin*, Vol. 11. Fondo Editorial Universidad Eafit, Medellín, Colombia.

Etayo-Serna, F., Montoya, D., Moreno, G., Terraza, R., Guzmán, G., 2019. Estudios Geológicos y Paleontológicos sobre el Cretácico en la Región del Embalse del Río Sogamoso, Valle Medio del Magdalena. *Compilación de los estudios geológicos oficiales en Colombia*. Vol. XXIII. Servicio Geológico Colombiano. ISBN impreso: 978-958-52317-7-1. ISBN digital: 978-958-52317-8-8.

Fischer MJ, Barnard PC, Cooper BS, 1981. Organic maturation and hydrocarbon generation in the Mesozoic sediments of the Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Proceedings IV International Palynological Conference*. Lucknow; pp. 581-588.

García Castillo, J.A., Vargas Escudero, M.A., 2015. Interpretación de la madurez termal y discusión sobre la génesis a partir de la caracterización fisicoquímica de los hidrocarburos sólidos (bitumen sólido) hospedados en rocas sedimentarias Cretácicas y Cenozoicas en el límite de las cuencas del Valle Medio del Magdalena y Cordillera Oriental, Colombia. *Graduation Project*. Industrial University of Santander. Bucaramanga, Colombia. 422pp.

García, D.F., Parra, P., Sánchez, C., 2002. Modelos de Generación de Petróleo en el Valle Medio del Río Magdalena. Empresa Colombiana de Petróleos. Instituto Colombiano Del Petróleo, División De Exploración Área De Geoquímica. Informe Interno – ECOPETROL ICP, Colombia.

García, D.F., Parra, P., Sotelo, C., López, C., Suarez, M., Mora, C., and Sarmiento, L.F., 2003, Modelo de generación, cálculo de reservas y procesos de biodegradación y evaluación de ocurrencia de crudos pesados en la Cuenca VMM. Tomo I Parte I Expulsión de petróleo en el Valle Medio del Rio Magdalena (VMM) Una aproximación al cálculo de reservas remanentes. Empresa Colombiana de Petróleos. Instituto Colombiano Del Petróleo, División De Exploración Área De Geoquímica. Informe Interno – ECOPETROL ICP, Colombia.

García, Y., 2011. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno Tardío con base en el análisis de palinofacies de la terraza de San Nicolás, Registro Paleolago, Cauca, Colombia. Tesis de Maestría. Universidad EAFIT. Medellín, Colombia. 129p.

Gastaldo, R. A. 1988. A conspectus of phytotaphonomy. In *Methods and applications of Plant Paleoecology: Notes for a Short Course*, ed. W. A. DiMichele and S. L. Wing. *Paleontological Society Special Publication*, 3, 14-28.

Gastaldo, R.A., 1994. The genesis and sedimentation of phytoclast with examples from coastal environments. P. 103. In: *Sedimentation of organic particles* (Ed. Traverse A.), Universidad de Cambridge.

Gaudy, R. 1974. Feeding four species of pelagic copepods under experimental conditions; en Honjo, S. & Román, R., 1978. Marine copepod fecal pellets: production, preservation and sedimentation. *Journal of Marine Research*, Sears Foundation for Marine Research, Yale Universit.

Gentzis, T., Goodarzi, F., 1990. A Review of the Use of Bitumen Reflectance in Hydrocarbon Exploration with Examples from Melville Island, Arctic Canada. (Rocky Mountain Section). In: Nuccio, V.F. and Barker, C.E. eds, Applications of thermal maturity studies to Energy Exploration. (SEPM). 23-36.

Geotec., 1992. Facies distribution and tectonic setting through the Phanerozoic of Colombia. A regional synthesis combining outcrop and subsurface data presented in 17 consecutive rock-time slices, in: in: Sarmiento, L.F., 2011. PETROLEUM GEOLOGY OF COLOMBIA, Middle Magdalena Basin, Vol. 11. Fondo Editorial Universidad Eafit, Medellín, Colombia.

Geotec., 2000, Mapa Geologico de Colombia, version 2000 Escala 1:2000000, in: Sarmiento, L.F., 2011. PETROLEUM GEOLOGY OF COLOMBIA, Middle Magdalena Basin, Vol. 11. Fondo Editorial Universidad Eafit, Medellín, Colombia.

Glikson M, Taylor D, Morris D., 1992. Lower Palaeozoic and Precambrian petroleum source rocks and the coalification path of alginate. *Org Geochem*; 18: 881-97.

Gómez, E., 2001, Tectonic controls on the late Cretaceous to Cenozoic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley basin, Eastern Cordillera and Llanos basin, Colombia. In: Sarmiento, L.F., 2011. PETROLEUM GEOLOGY OF COLOMBIA, Middle Magdalena Basin, Vol. 11. Fondo Editorial Universidad Eafit, Medellín, Colombia.

Gonçalves PA, Mendonça Filho JG, da Silva FS, Flores D., 2014. Solid bitumen occurrences in the Arruda sub-basin (Lusitanian Basin, Portugal): Petrographic features. *Int J Coal Geol*; 131: 239-49.

Gregg, S.J. Y Sing, K.S.W., 1982. Adsorption, Surface Area and Porosity, Academic Press Inc. 2ª edición, Orlando, Florida, USA.

Habib, D., Eshet, Y., Vant Pelt, R. 1994. Palynology of sedimentary cycles. In Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation of Organic Particles*: Cambridge (Cambridge Univ. Press), 311-335.

Hackley, P.C., Cardott, B.J., 2016. Application of organic petrography in North American shale petroleum systems: a review. *Int. J. Coal Geol.* 163, 8–51.

Haeri-Ardakani O, Sanei H, Lavoie D, Chen Z, Jiang C., 2015. Geochemical and petrographic characterization of the Upper Ordovician Utica Shale, southern Quebec, Canada. *Int J Coal Geol*; 138: 83-94.

Hartkopf-Fröder C, Königshof P, Littke R, Schwarzbauer J., 2015. Optical thermal maturity parameters and organic geochemical alteration at low grade diagenesis to anchimetamorphism: A review. *Int J Coal Geol*; 150-151: 74-119.

Hedges JI, Hu FS, Devol AH, Hartnett HE, Tsamakis E, Keil RG., 1999. Sedimentary organic matter preservation: a test for selective degradation under oxic conditions. *Am J Sci*; 299: 529-55.

Henry, D.G., Jarvis, I., Gillmore, G., Stephenson, M., 2019. A rapid method for determining organic matter maturity using Raman spectroscopy: Application to Carboniferous organic-rich mudstones and coals. *Int. J. Coal Geol.* 203, 87-98.

Hersh, C.K., 1961. *Molecular sieves*. Reinhold, New York.

HODOT, B.B., 1996. *Outburst of coal and coalbed gas*//SONG Shizhao, WANG Youan, Trans. Beijing: China Industry Press, 1996.

Hunt JM., 1995. *Petroleum geochemistry and geology*. New York: WH Freeman and Company. ISBN 0 7167 2441 3.

ICCP/TSOP 2002. ICCP and TSOP classification. Status report on TSOP-ICCP dispersed organic matter classification working group. Society for Organic Petrology Newsletter 2002; 19: 14-5.

INGEOMINAS. (1999). Memoria y Mapa de Fallas Activas de Colombia, Escala 1:1'000'000 Plancha No 6. Ingeominas. Santafé de Bogotá.

İnan, S., Goodarzi, F., Schmidt Mumm, A., Arouri, K., Qathami, S., Ardakani, O.A., İnan, T. Tuwailib, A.A., 2016. The Silurian Qusaiba Hot Shales of Saudi Arabia: An integrated assessment of thermal maturity. *Int. J. Coal Geol.* 159, 107-119.

International Committee for Coal Petrology – ICCP, 1963. *International Handbook of Coal Petrography*. 2nd Ed. Paris: CNRS; (www.iccop.org).

International Committee for Coal Petrology, 1971. *International Handbook of Coal Petrography*, 1st, Supplement to 2nd Ed. Paris: CNRS; (www.iccop.org).

International Committee for Coal Petrology, 1975. *International Handbook of Coal Petrography*, 2nd, Supplement to 2nd Ed. Paris: CNRS; (www.iccop.org).

International Committee for Coal Petrology, 1993. *International Handbook of Coal Petrography* 3rd Ed., (www.iccop.org).

International Committee for Coal and Organic Petrology - ICCP, 1998. The new vitrinite classification (ICCP System 1994). *Fuel* 77, No. 5, pp. 349–378.

International Committee for Coal and Organic Petrology - ICCP, 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel* 80: 459-71.

ISO 15901-1, 2005. Evaluation of Pore Size Distribution and Porosimetry of Solid Materials by Mercury Porosimetry and Gas Adsorption—Part 1: Mercury Porosimetry (International Organization for Standardization, Geneva, pp. 6–9)

ISO 15901-2, 2006. Evaluation of pore size distribution and porosimetry of solid materials by mercury porosimetry and gas adsorption. Part 2: Analysis of Mesopores and Macropores by Gas Adsorption. International Organization for Standardization, Switzerland (30 pp.).

ISO 15901-3, 2007. Evaluation of pore size distribution and porosimetry of solid materials by mercury porosimetry and gas adsorption. Part 2: Analysis of micropores by gas adsorption. International Organization for Standardization, Switzerland (27 pp.).

Jacob, H., 1989. Classification, structure, genesis and practical importance of natural solid oil bitumen (“migrabitumen”). *International Journal of Coal Geology* 11, 65–79.

Jarvie, D.M., 2012, Shale Resource Systems for Oil and Gas: Part 1 – Shale Gas Resource Systems, in J. A. Breyer, ed., *Shale Reservoirs – Giant Resources for the 21st Century*, AAPG Memoir 97, pp. 69-87.

Jarvie, D. M., 2012, Shale Resource Systems for Oil and Gas: Part 2 – Shale Oil Resource Systems, in J. A. Breyer, ed., *Shale Reservoirs – Giant Resources for the 21st Century*, AAPG Memoir 97, pp. 89-119 with Appendix, pp 120-126.

Jarvie, D.M., 2018. Correlation of $T_{\text{máx}}$ and measured vitrinite reflectance. Wildcat Technologies. <https://www.wildcattechnologies.com/post/grow-your-blog-community>

Jones, R. W., & Edison, T. A., 1978, Microscopic observations of kerogen related to geochemical parameters with emphasis on thermal maturation, in: *Symposium in*

Geochemistry: Low Temperature Metamorphism of Kerogen and Clay Minerals (D. F. Oltz, ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, pp. 1–12.

Juliao-Lemus, T.M. y Márquez, R.E., 2012. Caracterización Geoquímica del Pozo EST-1. Instituto Colombiano del Petróleo, Laboratorio de Geoquímica. Informe interno.

Juliao-Lemus, T.M. y Márquez, R.E., 2013. Caracterización Geoquímica del Pozo j. Instituto Colombiano del Petróleo, Laboratorio de Geoquímica. Informe interno.

Juliao-Lemus, T.M., Suárez Ruiz, I., Márquez Romero, R.E., Ruiz Bobes, B., 2014. Adaptación y Validación de la Metodología Para la Evaluación de la Porosidad Orgánica y Total en Shales Ricos en Materia Orgánica como Respuesta a la Evolución Térmica. Producto Tecnológico. Convenio 5211509 – ECOPETROL – INCAR CSIC. Informe interno.

Juliao, T., Suárez-Ruiz, I., Márquez, R., Ruiz, B., 2015. The role of solid bitumen in the development of porosity in shale oil reservoir rocks of the Upper Cretaceous in Colombia. *International Journal of Coal Geology* 147-148, 126-144.

Juliao, T., Márquez, R., Suárez-Ruiz, I., 2017 (a). Shale Oil Resource Systems and Solid Bitumen. The role of organic petrology in the exploration of conventional and unconventional hydrocarbon systems (Suárez-Ruiz and Mendonça Filho, eds.). Published by Bentham Science Publishers. Chapter 6, 169-204.

Juliao, T.M., Márquez, R.E., Plata, A., Carvalho, M., 2017 (b). Estudio de Palinofacies de la Formación La Luna en el sector norte y centro de la Cuenca Valle Medio del Magdalena. *Memorias del XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores*. Santa Marta, Colombia. ISBN: 978-958-57950-3-7.

Juliao-Lemus T.M., Suárez-Ruiz, I., 2020. Estudio de la Madurez Térmica del Cretácico Superior en el Sur de la Cuenca VMM. Convenio 3024756, ECOPETROL – INCAR CSIC. Informe Interno – ECOPETROL ICP. 47 p.

Julivert, Manuel. 1968. "Colombie (première partie), Précambrien, Paléozoïque, et intrusions d'âge mésozoïque-tertiaire". En Lexique Stratigraphique International V. Amérique Latine, dirigido por R. Hoffstetter, fascicule 4a. Paris: Centre National De La Recherche Scientifique.

Kelemen, S.R. & Fang, H.L., 2001. Maturity trends in Raman spectra from kerogen and coal. Energy Fuel 15, 653–658.

Killops S. D., & Killops V. J., 1993, An Introduction to Organic Geochemistry. 265 pp. Harlow: Longman; copublished in the USA by John Wiley. ISBN 0 582 08040 1.

Killops, S. and Killops, V., 2005. Introduction to Organic Geochemistry. Blackwell Science Ltda Blackwell Publishing company. Australia. 393 p.

Khobzi, Jack. (1971). Observaciones geomorfológicas sobre el piedemonte de la Sierra Nevada de Santa Marta entre Ciénaga y Fundación (Zona Bananera). Bogotá: IGAC. 13 p.

Landis, Ch., Castaño, J., 1995. Maturation and bulk chemical properties of a suite of solid hydrocarbons. Organic Geochemistry 271, 137–149.

Lawlers, A., 2021. Informe interno de la OPEP prevé mayor caída de inventarios petroleros en 2021. Noticia Reuters 30/03/2021. <https://www.reuters.com/article/petroleo-opep-idLTAKBN2BM2PO>

Lewan, M. D., 1979. Primary Oil Migration and Expulsion as Determined by Hydrous Pyrolysis. En: Geological Survey: Branch of Petroleum Geology; p. 1-9.

Lewan, M.D., Pawlewicz, M.J., 2017. Reevaluation of thermal maturity and stages of petroleum formation of the Mississippian Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas. AAPG Bull. 101, 1945–1970.

Liu, D., Xiao, X., Tian, H., Min, Y., Zhou, Q., Cheng, P., Shen, J., 2013. Sample maturation calculated using Raman spectroscopic parameters for solid organics: Methodology and geological applications. Chinese Science Bulletin 58, 1285–1298.

Luo, Q., Goodarzi, F., Zhong, N., Wang, Y., Qiu, N., Skovsted, C.B., Suchý, V., Schovsbo, N.H., Morga, R., Xu, Y., Hao, J., Liu, A., Wu, J., Cao, W., Min, X. & Wu, J., 2020. Graptolites as fossil geo-thermometers and source material of hydrocarbons: An overview of four decades of progress. Earth-Science Reviews 200, art. 103000. DOI 10.1016/j.earscirev.2019.103000

Mantilla, G., y Pérez, E., 2010. Distribución de Materia Orgánica Microscópica- Palinofacies en los Sedimentos Recientes de la Bahía de Tumaco. Tesis de grado. Universidad de Caldas, 65p.

Márquez, R., 2005. Organic Geochemical Characterization and Basin Modeling of Cretaceous Tablazo and La Luna Formations in the Middle Magdalena, Colombia. Master Thesis. Shimane University. 93p.

Marquez R.E y Juliao-Lemus, T.M., 2012. Metodología para la estimación de contenidos de gas en muestras de núcleos de rocas. Instituto Colombiano del Petróleo, Laboratorio de Geoquímica. Informe interno.

Márquez, R.E. y Juliao-Lemus, T.M., 2014a. Caracterización Geoquímica del Pozo EST-3. Instituto Colombiano del Petróleo, Laboratorio de Geoquímica. Informe interno.

Márquez, R.E. y Juliao-Lemus, T.M., 2014b. Caracterización Geoquímica del Pozo EST-5. Instituto Colombiano del Petróleo, Laboratorio de Geoquímica. Informe interno.

Márquez, R.E. y Juliao-Lemus, T.M., 2015. Caracterización Geoquímica del Pozo EST-6. Instituto Colombiano del Petróleo, Laboratorio de Geoquímica. Informe interno.

Marshall, E. A. 1991. Quantitative spore colour. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 148, pp. 223-233.

Martínez D., y Mendoza, C., 2012. Definición de Facies Generadoras para la Formación La Luna en la parte Noreste de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 96p.

Masran, T.C. & Pocock, S.A.J. (1981). The classification of plant-derived particulate organic matter in sedimentary rocks. In: Brooks, J. (ed.). *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration*. Academic Press, London, p. 145-176.

Mastalerz, M., Drobnik, A., Stankiewicz, A., 2018. Origin, properties, and implications of solid bitumen in source-rock reservoirs: A review. *International Journal of Coal Geology*, Volume 195, Pages 14-36.

Maughan, Edwin K., Francisco Zambrano O., Pedro Mojica G., Jacob Abozaglo, M., Fernando Pachón, P. y Raúl Durán R. 1979. "Paleontologic and stratigraphic relations of phosphate beds in Upper Cretaceous rocks of the Cordillera Oriental, Colombia". U. S. Geological Survey Open-File Report 79 (1525).

Mendonça Filho JG., 1999. Aplicação de estudos de palinofácies e fácies Orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil (PhD thesis). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Mendonça Filho JG, Carvalho MA, Menezes TR., 2002. Palinofácies. In: Dutra TL, Ed. Técnicas e Procedimentos para o Trabalho com Fósseis e Formas Modernas Comparativas. São Leopoldo: Unisinos; pp. 20-4.

Mendonça Filho, J. G., 2007. Curso de Técnicas de Microscopia aplicadas a estudos de componentes orgânicos. Laboratório de Palinofácies & Fácies Orgânica – LAFO Departamento de Geologia - DEGEO / Instituto de Geociências – IGEO. Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ. 322 p.

Mendonça Filho JG, Menezes TR, Mendonça JO, et al. 2010. Palinofácies In: Souza CI, Ed. Paleontologia. Rio de Janeiro: Interciência; 2: pp. 379-413.

Mendonça Filho JG, Menezes TR, Mendonça JO., 2011. Organic Composition (Palynofacies Analysis). Chapter 5 In: ICCP Training Course on Dispersed Organic Matter, Porto; pp. 33-81.

Mendonça Filho, J. G., Menezes, T. R., Mendonça, J. O., Oliveira, A. D., Da Silva, T.F., Franco, N., Da Silva, N.F., 2012. Organic Facies: Palynofacies and Organic Geochemistry Approaches. In: Panagiotaras D, Ed. Geochemistry – Earth's system processes. Rijeka: InTech; pp. 211-48.

Mendoza, L., 2016. Palinofácies y Microfósiles Silíceos en la Formación La Frontera, (Turoniano Medio-Coniaciano), Sección Cumaca-La Cajita, (Cordillera Oriental, Colombia). Tesis de grado. Universidad de Caldas. Colombia.

Milner CW, Rogers MA, Evans CR., 1977. Petroleum transformations in reservoirs. J Geochem Explor; 7: 101-53.

Mojica J. y Franco R., 1990. Estructura y evolución tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. Geología Colombiana No. 17, pp 41-64.

Montañez, J., 2014. Modelado Geoquímico/Estructural en el Área Sur del Sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca Valle Medio del Magdalena, Colombia. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 89p.

Mora, C, Cordoba, F, Luna, O, Sarmiento, L F, and Rangel, A., 1996. Petroleum systems of the Middle Magdalena Valley, Colombia. Journal Volume: 80; Journal Issue: 8; Conference: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) international conferences and exhibition, Caracas (Venezuela).

Morales, L. G. Podesta, D. J., Hatfield, W. C., Tanner, H., Jones, S. H., Barker, M. H., O'donoghue, D. J., Moler, C. E., Dubois, E. P., Jacobs, C., And Goss, C. R., 1958. General geology & oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia: Habitat of Oil. Symposium, America Association of Petroleum Geologists. P. 641-695.

Navas, G.A., 2017. Caracterización Geoquímica de Crudos del Campo Carito (Sub Cuenca de Maturín) a través del Análisis de Biomarcadores y Marcadores de las Fracciones de Hidrocarburos Saturados y Aromáticos. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela.

Omodeo-Salé S, Suárez-Ruiz I, Arribas J, Mas R, Martínez L, Herrero MJ., 2016. Characterization of the source rocks of a paleo-petroleum system (Camerons Basin) based on organic matter petrology and geochemical analyses. Mar Pet Geol; 71: 271-87.

Ortiz-Murcia, R., Juliao-Lemus, T., Pérez, E.R., Obando-Yaguas, A., Pérez-Vega, H., 2021. Metodología visual y cuantitativa para la identificación de zonas de interés en yacimientos de roca generadora. Boletín de Geología, 43(2).

Padilla, John., 2020. El Potencial de los Yacimientos No Convencionales en Colombia. Atlantic Council. ADRIENNE ARSHT, LATIN AMERICA CENTER and GLOBAL ENERGY CENTER.

Paris, G., Machette, M.N., Dart, R.L. & Haller, K.M., 2000. Map and Database of Quaternary Faults in Colombia and its Offshore Regions: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-018, 61 p., 1.

Passey, Q., Creaney, S., Kulla, J., Moretti F. and Stroud, J. (1990). A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 74(12): 1777- 1794.

Patarroyo-Camargo, G.D.; Alarcon-Gómez, C.M.; Torres-Parada, J.M.; Diaz-Villamizar, J.S.; Gómez-Coronado, J.S.; Márquez-Prada, J.J.; Pontón-Torres, L.A.; Barragán-Martínez, D.M. (2021). Reconocimiento geológico de la Formación La Luna en el sector de Matanza (Oeste del Macizo de Santander, Colombia). Boletín de Geología, 43(1), 35-51. <https://doi.org/10.18273/revbo1.v43n1-2021002>.

Pérez, E.R., Villar, A., Carreño, A., Carvajal, J., Gómez, J., Pérez, M., González, M., Corzo, R., Márquez, R., Juliao, T., Cañas, W., Quintero, Y., Pachón, Z., Galvis, H., Murillo, J., Marín, M., 2012. Caracterización Integrada de Análisis de Laboratorio del Intervalo Corazonado en el Pozo EST-1, Formaciones La Luna y Formación Tablazo – Cuenca Valle Medio del Magdalena. ECOPETROL-ICP. Reporte interno.

Pérez, E.R., Villar, A., Carreño, A., Carvajal, J., Gómez, J., Pérez, M., González, M., Corzo, R., Márquez, R., Juliao, T., Cañas, W., Quintero, Y., Pachón, Z., Marín, M., 2013. Caracterización Integrada de Análisis de Laboratorio del Intervalo Corazonado en el Pozo EST-4, Cuenca Valle Medio del Magdalena. ECOPETROL-ICP. Reporte interno.

Pérez, E.R., Villar, A., Carreño, A., Carvajal, J., Gómez, J., Pérez, M., González, M., Corzo, R., Márquez, R., Juliao, T., Cañas, W., Quintero, Y., Pachón, Z., Velasquez, N., Ardila, S., 2014. Caracterización Integrada de Análisis de Laboratorio de los Sidewall-Core Formación La Luna, Caracterización textural y mineralógica de cortes de perforación Formaciones Simití y Tablazo y Caracterización del intervalo corazonado Formación Tablazo en el Pozo EST-3, Cuenca VMM. ECOPETROL-ICP. Reporte interno.

Pérez, E.R., Villar, A., Carreño, A., Carvajal, J., Gómez, J., Pérez, M., González, M., Corzo, R., Márquez, R., Juliao, T., Cañas, W., Quintero, Y., Pachón, Z., Velasquez, N., Ardila, S., 2015. Caracterización Integrada de Análisis de Laboratorio de Cortes de Perforación y muestras de Pared (SWC) formaciones Grupo Oliní, La Luna y Tablazo en el pozo EST-6, Cuenca Valle del Magdalena Medio. ECOPETROL-ICP. Reporte interno.

Peters, K.E., 1986. Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. V. 70, No. 3. P. 318 – 329.

Peters, K.E. & Cassa, M.R, 1994. Applied Source Rock Geochemistry. In: Maggon, L.B, and W. G. Down, eds. The Petroleum system-from source trap: AAPG Memoir 60.

Peters, K.E., Walters C.C., Moldowan, J.M. 2005. The Biomarker guide: Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History. 2nd Edition.

Petersen HI, Schovsbo NH, Nielsen AT., 2013. Reflectance measurements of zooclasts and solid bitumen in Lower Paleozoic shales, southern Scandinavia: Correlation to vitrinite reflectance. Int J Coal Geol 2013; 114: 1-18.

Petersen, H., 2017. Source Rocks, Types and Petroleum Potential, in: Suárez-Ruiz, I., Mendonça Filho, J.G. (Eds.), *Geology: Current and Future Developments*. Bentham, United Arab Emirates, pp. 104-130.

Plata, A., Parra, C., Ruiz, O., Blanco, V., 2010. Materia Orgánica Sedimentaria (MOS) y Palinofacies: Herramientas de primer orden para estudios de sedimentos del Cretácico Superior en Colombia. XII Congreso Colombiano de Geología. Septiembre, 2009. Paipa, Boyacá.

Piamonte, D., y Mayorga, L., 2015. Caracterización de Yacimientos Tipo Shale gas y Oil Shale en la Formación La Luna en el flanco oriental de la cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM), Santander, Colombia. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 123p.

Pickel, W., Kus, J., Flores, D., Kalaitzidis, S., Christanis, K., Cardott, B.J., Misz-Kennan, M., Rodrigues, S., Hentschel, A., Hamor-Vido, M., Crosdale, P., Wagner, N., 2017. Classification of liptinite – ICCP System 1994. *International Journal of Coal Geology*, 169. P. 40-61.

Pocock S.A.J., Vasanthi G. & Venkatachala B.S. 1988. Introduction to the study of particulate organic materials and ecological perspectives. *J. Palynol.*, 23–24: 167–188.

Powell, A. J., Dodge, J. D., Lewis, J., 1990. Late Neogene to Pleistocene Palynological Facies of the Peruvian Continental Margin Upwelling, in: Suess, E., von Huene, R., et al., 1990. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 112.

Radke, M., Welte, D.H., 1983. The MP Index (MPI): a maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. In: Bjørøy, M. (Ed.), *Advances in Organic Geochemistry 1981*. John Wiley and Sons Limited, pp. 504–512.

Ramón, J.C., Dzou, L. and Giraldo, B., 1997. Geochemical Evaluation of The Middle Magdalena Basin, Colombia. CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro - Vol. 1 Núm. 3.

Rangel, A., Parra, P. and Niño, C., 2000. The la Luna formation: Chemostratigraphy and organic facies in the Middle Magdalena Basin. *Organic Geochemistry*, N° 31, p. 1267-1284.

Rangel, A. Osorno, J., Ramirez-Arias, J., De Bedout, J., González J.L., Pabón, J.M., 2017. Geochemical assessment of the Colombian oils based on bulk petroleum properties and biomarker parameters. *Marine and Petroleum Geology* 86:1291-1309.

Reyes, J., Fajardo, A., Rubiano, J. & Mora, C., 1998. Evaluación Regional del Cretáceo de Plataforma en el Valle Medio del Magdalena. Instituto Colombiano del Petróleo - División de Exploración y Producción. Área Estratigrafía. Informe Interno.

Riediger, C.L., 1993. Solid bitumen reflectance and Rock-Eval T_{máx} as maturation indices: an example from the "Nordegg Member", Western Canada Sedimentary Basin. *International Journal of Coal Geology* 22, 295–315.

Robertson Research, 1979. The Spore Colouration Index, in: Haseldonckx, P., 1979. Relation of palynomorph colour and sedimentary organic matter to thermal maturation and hydrocarbon generating potential. *Generation and Maturation of Hydrocarbons in Sedimentary Basins. United Nations Economic and Social Development in Asia and the Pacific, CCOP Technical Publication, vol. 6, pp. 41–53.*

Rolon, L., and J. Toro, 2003, Role of extensional structures in the development of the Middle Magdalena Valley Basin-Colombia: VIII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, v. 1, p. 161-167.

Rolón, L., 2004. Structural geometry of the Jura-Cretaceous Rift of the Middle Magdalena Valley Basin – Colombia. (Msc. Thesis). Department of Geology and Geography, West Virginia University, 69p.

Rouquérol, J., Avnir, D., Fairbridge, C.W., Everett, D.H., Haynes, J.H., Pernicone, N., Ramsay, J.D.F., Sing, K.S.W. Y Unger, K.K., 1994. *Pure & Appl. Chem.*, 66, 8, 1739.

Royero, J. & Clavijo, J., 2001. Memoria explicativa del mapa geológico generalizado del Departamento de Santander a escala 1:400.000. Ingeominas, p. 92.

Sánchez, N., Juliao, T.M., Guzmán, M., Quintero, O.L., De la Parra, F., Gómez, J., Carreño, A.M., 2021. Compositional, geochemical and petrophysical shale play characterization of the Upper Cretaceous in southern Middle Magdalena Valley (MMV) basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 109. 18p.

Sanei H, Haeri-Ardakani O, Wood JM, Curtis M., 2015. Effects of nanoporosity and surface imperfections on solid bitumen reflectance (BRo) measurements in unconventional. *Int J Coal Geol*; 138: 95-102.

Sarmiento, L. F., 2011. Middle Magdalena Basin Vol. 11. Medellín, Colombia: ANH-University EAFIT. Department of Geology.

Sarmiento-Rojas, L.F., 2001, Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. In: Sarmiento, L. F., 2011. Middle Magdalena Basin Vol. 11. Medellín, Colombia: ANH-University EAFIT. Department of Geology.

Sauerer, B., Craddock, P.R., AlJohani, M.D., Alsamadony, K.L., Abdallah, W., 2017. Fast and accurate shale maturity determination by Raman spectroscopy measurement with minimal sample preparation. *Int. J. Coal Geol.* 173, 150-157.

Scherer, Wolfgang, Vania Savian y Tulio Peraza. 2005. "Estratotipos de la Formación La Luna". *GEOS, Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra* 38: 69-70.

Schmidt Mumm, A., İnan, S., 2016. Microscale organic maturity determination of graptolites using Raman spectroscopy. *Int. J. Coal Geol.* 162, 96-109.

Schmidt, J.S., Menezes, T.R., Souza, I.V.A.F., Spigolon, A.L.D., Pestilho, A.L.S., Coutinho, L.F.C., 2019. Comments on empirical conversion of solid bitumen reflectance for thermal maturity evaluation. *International Journal of Coal Geology* 201, 44-50.

Schneider, F., 2014. Yacimientos No Convencionales. BeicipFranlab. Proyectos de Gestión del Conocimiento, ANH (Agencia Nacional de Hidrocarburos), Colombia.

Schoenherr, J., Littke, R., Urai, J.L., Kukla, P.A., Rawahi, Z., 2007. Polyphase thermal evolution in the Infra-Cambrian Ara Group (South Oman Salt Basin) as deduced by maturity of solid reservoir bitumen. *Organic Geochemistry* 38, 1293–1318.

Senftle JT, Landis ChR, MacLaughlin RL., 1993. Organic petrographic approach to kerogen characterization. In: Engel MH, Macko SA, Eds. *Organic geochemistry Principles and Applications*. New York:Plenum Publishing Corporation; pp. 355-74.

Shuangfang, L., Junqian, L., Pengfei, Z., Haitao, X., Guoli, W., Jun, Z., Huimin, L., Zheng, L., 2018. Classification of microscopic pore-throats and the grading evaluation on shale oil reservoirs. *Petroleum Exploration and Development*. Volume 45, Issue 3; pp. 452–460.

Sing, K.S.W., Everett, D.H., Haul, R.A.W., Moscou, L., Pierotti, R.A., Rouquérol, J. y Siemieniowska, T., 1985. Reporting physisorption data for gas/solid systems with special reference to the determination of surface area and porosity. *Pure & Appl. Chem.* 57; pp. 603-619.

Stancliffe, R.P.W., 1989. Microforaminiferal linings: their classification, biostratigraphy and paleoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments. *Micropaleontology* 35 (4), 337–352.

Stancliffe, R.P.W., 1996. Chapter 13D - Microforaminiferal linings. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 1, pp. 373–9

Staplin, F.L., 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 17, 47–66.

Steffen, D., Gorin, G., 1993A. Palynofacies of the upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates in the Vocotian Trough (SE France). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 17, 235–247.

Steffen, D., Gorin, G., 1993B. Sedimentology of organic matter in upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of southeast France: evidence of eustatic control. In: Katz, B., Protz, L. (Eds.), *Source Rocks in Sequence Stratigraphic Framework* American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, vol. 37, pp. 49–65.

Stoeckli, F. & Ballerini, L., 1991. Evolution of microporosity during activation of carbon. *Fuel* 70, 557-560.

Suárez-Ruiz I, Flores D, Mendonça Filho, J.G, Hackley P.C, 2012. Review and update of the applications of organic petrology: Part 1. Geological applications. *Int J Coal Geol* 99: 54-112.

Suárez-Ruiz, I., 2014. Curso de Petrología Orgánica. Convenio 5211509 ECOPETROL – INCAR CSIC. Curso Interno.

Suárez-Ruiz I, Juliao T, Suárez-García F, Marquez R, Ruiz B., 2016. Porosity development and the influence of pore size on the CH₄ adsorption capacity of a shale oil reservoir (Upper Cretaceous) from Colombia. Role of solid bitumen. *Int J Coal Geol*; 159: 1-17.

Suárez-Ruiz, I., Juliao, T., Rodrigues, S., Camean, I., 2020. Optical parameters and microstructural properties of Solid Bitumens of high reflectance (Impsonites). Reflections on their use as an indicator of organic maturity. *International Journal of Coal Geology* 229.

Sýkorova I, Pickel W, Christanis K, Wolf M, Taylor GH, Flores D., 2005. Classification of huminite-ICCP System 1994. *Int J Coal Geol*; 62: 85-106.

Tappan, H., 1980. The paleobiology of plant protists. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 1028 p.

Taylor GH, Teichmüller M, Davis A, Diessel CF, Littke R, Robert P, 1998. *Organic Petrology*. Berlin: Gebrüder Borntraeger.

Terraza Melo, R., 2019. "Formación La Luna: expresión espuria en la geología colombiana". En *Estudios geológicos y paleontológicos sobre el Cretácico en la región del embalse del río Sogamoso, Valle Medio del Magdalena*, dirección científica y edición de Fernando Etayo-Serna. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia vol. XXIII*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Thommes, M.; Kaneko, K.; Neimark, A.V.; Olivier, J.P.; Rodriguez-Reinoso, F.; Rouquerol, J.; Sing, K.S.W., 2015. Physisorption of gases, with special reference to the evaluation of surface area and pore size distribution (IUPAC Technical Report). *Pure Appl. Chem.*, 87, 1051–1069.

Thompson-Rizer CL, Woods RA., 1987. Microspectrofluorescence measurements of coals and petroleum source rocks. *Int J Coal Geol*; 7: 85-104.

Tian H, Pan L, Xiao X, Wilkins RW, Meng Z, Huang B., 2013. A preliminary study on the pore characterization of Lower Silurian black shales in the Chuandong Thrust Fold Belt, southwestern China using low pressure N₂ adsorption and FE-SEM methods. *Mar Pet Geol*; 48: 8-19.

Tissot, B.P. & Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*. Second ed. Berlin, Springer-Verlag. 699 pp.

Traverse A. & Ginsburg RN. 1967. Pollen and associated microfossils in the marine surface sediments of the Great Bahama Bank. *Review of Palaeobotany and Palynology* 3:243-254.

Tschanz, Ch., Marvin, R., Cruz, J., Menhert, H. & Cebula, G., 1974. Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. En: *Geol. Soc. of América Bulletin*, V. 85; p. 273-284.

Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins, D.G. (Ed.), *Applied Micropaleontology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 153–191.

Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary organic matter; organic facies and palynofacies*. Chapman and Hall, London. 615 pp.

Tyson, R.V. & Follows, B., 2000. Palynofacies prediction of distance from sediment source: a case study from the Upper Cretaceous of the Pyrenees. *Geology* 28, 569–571.

UNIÓN TEMPORAL PROSPECCIÓN UPME, 2018. Evaluación de las Cuencas y Estructuración de Escenarios de Oferta de Hidrocarburos Convencionales y No Convencionales. Contrato No. C-041. V. 4.0.

Vandenbroucke, M. y Largeau, C., 2007. Kerogen Origin, Evolution and Estructure. *Organic Geochemistry* 38 (2007) 719–833.

Van Krevelen DW., 1961. Coal: Typology-chemistry-physics-physics-constitution. Amsterdam: Elsevier.

Vincent AJ., 1995. Palynofacies analysis of Middle Jurassic sediments from the Inner Hebrides (PhD thesis). Newcastle: University of Newcastle.

Wall, D., Dale, B., Lohman, G.P., & Smith, W.K. 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern sediments from regions in the North and South Atlantic oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology* 2 : 121-200.

Walters, C., Isaksen, G.H., Peters, K.E., 2003. Applications of Light Hydrocarbon Molecular and Isotopic Compositions in Oil and Gas Exploration. In book: Analytical Advances for Hydrocarbon Research. Editors: Chang Samuel Hsu. pp 247-266.

Waples, D.W., 1985. Geochemistry in Petroleum Exploration. Geological Sciences Series. International Human Resources Development Corporation. 232 p.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, H., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-132.

Washburn, E. W. 1921 The dynamics of capillary flow. *Phys. Rev.* 17, 273–283.

Wood JM, Sanei H, Curtis ME, Clarkson CR., 2015. Solid bitumen as a determinant of reservoir quality in an unconventional tight gas siltstone play. *Int J Coal Geol*; 150-151: 287-95.

Xiao XM, Wang F, Wilkins RW, Song ZG., 2007. Origin and gas potential of pyrobitumen in the Upper Proterozoic strata from the Middle Paleo-Uplift of the Sichuan Basin, China. *Int J Coal Geol*; 70: 264-76.

Zhou, Q., Xiao, X., Pan, L., Tiana, H., 2014. The relationship between micro-Raman spectral parameters and reflectance of solid bitumen. *Int. J. Coal Geol.* 121, 19-25.

9. ANEXOS

ANEXO 1

Tabla que resume los parámetros geoquímicos (valores promedio de %COT y de los distintos parámetros e indicadores de la Pirólisis Rock Eval) para los intervalos Aptiano – Albiano (Aptiense – Albiense), Cenomaniano – Coniaciano (Cenomaniense – Coniaciense) y Coniaciano – Campaniano (Coniaciense – Campaniense) identificados en los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6.

Pozo	Intervalo (nomenclatura latinoamérica)	Intervalo (nomenclatura española)	Espesor (pies)	Espesor (metros)	TOC-LECO (%wt)	TMAX (°C)	S1 (mgHC/gRoca)	S2 (mgHC/gRoca)	S3 (mgHC/gRoca)	IH (mgHC/gCOT)	OI (mgHC/gCOT)	PI	(S1/TOC) * 100	S2/S3
EST-1	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	1347	410,57	3,07	437	3,30	18,79	0,34	605,01	13,71	0,18	123,51	61,87
EST-1	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	1563	476,40	2,71	442	2,60	9,64	0,21	338,37	11,40	0,21	94,47	46,43
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	660	201,17	5,36	479	1,05	2,63	0,28	49,62	7,77	0,29	22,62	9,71
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	759	231,34	3,69	435	2,55	24,20	0,22	648,32	8,02	0,10	72,38	136,86
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	1251	381,30	3,63	438	2,95	16,51	0,16	450,53	6,76	0,15	84,19	118,36
EST-2	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	532	162,15	5,29	433	3,89	8,21	0,53	178,83	40,21	0,32	87,16	15,66
EST-3	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	654	199,34	4,16	442	2,57	14,05	0,24	334,96	7,81	0,16	63,53	61,39
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	651	198,42	6,12	470	2,25	4,66	0,33	80,05	9,89	0,33	40,40	14,05
EST-4	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	179	54,56	4,21	444	3,25	11,34	0,30	250,65	9,25	0,22	67,97	43,51
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	567	172,82	5,00	508	0,36	1,22	0,36	25,46	10,64	0,26	10,63	3,41
EST-5	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	752	229,21	5,67	464	1,96	5,16	0,28	102,25	5,42	0,27	36,92	19,02
EST-6	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	1106	337,11	4,22	435	5,48	27,65	0,47	653,09	11,43	0,16	129,07	60,70
EST-6	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	1425	434,34	3,52	438	4,95	16,53	0,47	464,62	15,18	0,23	138,43	37,01
EST-6	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	594	181,05	5,42	451	3,88	7,36	0,54	141,16	11,84	0,35	77,78	14,46

Anexo 1. Resumen de los datos geoquímicos (%COT y Pirólisis Rock Eval) de los intervalos evaluados en este estudio para los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6.

ANEXO 2

Resumen de los datos de petrografía orgánica de los intervalos evaluados en este estudio para los pozos EST-1, EST-2, EST-3, EST-4, EST-5 y EST-6.

Pozo	Intervalo (nomenclatura latinoamérica)	Intervalo (nomenclatura española)	Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	%Ro	No. Lect	%Robs	No. Lect.	%Roequibs (ec. Jacob, 1989)
EST-1	Coniaciano- Campaniano	Coniaciense - Campaniense	9406	2866,95	0,707	2			
EST-1	Coniaciano- Campaniano	Coniaciense - Campaniense	9545	2909,32			0,45	12	0,68
EST-1	Coniaciano- Campaniano	Coniaciense - Campaniense	9675	2948,94			0,47	9	0,69
EST-1	Coniaciano- Campaniano	Coniaciense - Campaniense	9910	3020,57			0,52	7	0,72
EST-1	Coniaciano- Campaniano	Coniaciense - Campaniense	10505	3201,92			0,72	3	0,84
EST-1	Cenomaniano- Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	10733	3271,42			0,72	8	0,84
EST-1	Cenomaniano- Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	11130,5	3392,58	0,85	3	0,74	13	0,86
EST-1	Cenomaniano- Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	11774,6	3588,90	0,88		0,89	1	0,95
EST-1	Cenomaniano- Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	11806,7	3598,68	0,92		0,89	4	0,95
EST-1	Cenomaniano- Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	11881,1	3621,36	0,94		0,89	18	0,95
EST-1	Cenomaniano- Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	11896,1	3625,93	0,95		0,79	5	0,89
EST-1	Cenomaniano- Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	12258,3	3736,33			1,044	13	1,05
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14515	4424,17	1,415	7			
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14608,5	4452,67	1,439	6			
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14803,5	4512,11	1,502	2			
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14895,5	4540,15	1,534	12			
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14981,5	4566,36			2,07	33	1,68
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14982,6	4566,70			2,01	92	1,64
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14983	4566,82			2,27	152	1,80
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14984,2	4567,18			2,1	122	1,70
EST-1	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	14984,9	4567,40			2,08	43	1,69

Pozo	Intervalo (nomenclatura latinoamérica)	Intervalo (nomenclatura española)	Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	%Robs	No. Lect.	%Roequibs (ec. Jacob, 1989)	ICE	%Roequi ICE	IAT	%Roequi IAT
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8004	2439,62	0,33		0,60				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8096,3	2467,75	0,44	1	0,67				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8113,8	2473,09	0,38	9	0,63				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8182	2493,87	0,43	3	0,67				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8191	2496,62	0,31	2	0,59				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8201,3	2499,76	0,42	3	0,66				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8204,2	2500,64	0,44	9	0,67				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8208,8	2502,04	0,35	2	0,62				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8214,2	2503,69	0,43	7	0,67				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8241,1	2511,89	0,39	30	0,64				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8244,6	2512,95	0,44	4	0,67				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8264,4	2518,99	0,47	13	0,69				
EST-2	Coniaciano-Campaniano	Coniaciense - Campaniense	8269,8	2520,64	0,41	4	0,65				
EST-2	Cenomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	8536,9	2602,05	0,42	52	0,66				
EST-2	Cenomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	8553,9	2607,23	0,42	8	0,66				
EST-2	Cenomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	8559	2608,78	0,4	5	0,65				
EST-2	Cenomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	8625,5	2629,05				6,0	0,63-0,67		
EST-2	Cenomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	8655	2638,04				6,0	0,63-0,67		
EST-2	Cenomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	8665	2641,09				6,0	0,63-0,67		
EST-2	Cenomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	8695	2650,24				6,0-6,5	0,63-0,73		

Pozo	Intervalo (nomenclatura latinoamérica)	Intervalo (nomenclatura española)	Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	%Robs	No. Lect.	%Roequibs (ec. Jacob, 1989)	ICE	%Roequii CE	IAT	%Roequii AT
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	87045	26531,32				6,0-6,5	0,63-0,73		
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9139,5	2785,72				6,0-6,5	0,63-0,73		
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9153,5	2789,99				6,5	0,67-0,73		
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9163,5	2793,03				6,5	0,67-0,73		
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9173,5	2796,08				6,5	0,67-0,73		
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9186,7	2800,11	0,46	1	0,68				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9190,5	2801,26	0,46	1	0,68				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9192,8	2801,97	0,51	3	0,72				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9356,8	2851,95	0,76	75	0,87				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9361,9	2853,51	0,72	3	0,84				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9380,6	2859,21	0,74	2	0,86				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9390,1	2862,10	0,73	46	0,85				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9397	2864,21	0,64	11	0,80				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9420,8	2871,46	0,77	7	0,88				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9474	2887,68	0,82	38	0,91				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9482,8	2890,36	0,69	28	0,83				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9501,5	2896,06	0,78	11	0,88				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9542,5	2908,55	0,82	63	0,91				
EST-2	Cenomaniano-Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	9571	2917,24	0,74	17	0,86				

Pozo	Intervalo (nomenclatura latinoamérica)	Intervalo (nomenclatura española)	Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	%Ro	No. Lect	%Robs	No. Lect.	%Roequibs (ec. Jacob, 1989)	ICE	%Roequi ICE	IAT	%Roequi IAT
EST-2	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	11340	3456,43						7.5	0,81-0,9		
EST-2	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	11550	3520,44						7.5-8.0	0,81-1,1		
EST-2	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	11700	3566,16								2,8-3,0	0,8-1,0
EST-2	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	11790	3593,59						7.5-8.0	0,81-1,1		
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9144,5	2787,24	0,96					7,5-8,0	0,81-1,1		
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9231,5	2813,76	0,977	1	1,038	6	1,04	7,5-8,0	0,81-1,1	2,8-3,0	0,8-1,0
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9258,5	2821,99	0,95	1	1,245	4	1,17				
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9356,5	2851,86			1,182	7	1,13				
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9454,5	2881,73			1,32	11	1,22				
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9556,5	2912,82			1,297	8	1,20				
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9656,5	2943,30			1,363	20	1,24				
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9756,5	2973,78			1,323	3	1,22				
EST-3	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9855,5	3003,96			1,406	9	1,27				

Pozo	Intervalo (nomenclatura latinoamérica)	Intervalo (nomenclatura española)	Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	%Ro	No. Lect	%Robs	No. Lect.	%Roequibs (ec. Jacob, 1989)	ICE	%Roequi ICE
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9485,17	2891,08						8,5	1,3-1,5
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9546,85	2909,88			1,7	4	1,45	8,5	1,3-1,5
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9579	2919,68						8,5	1,3-1,5
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9658	2943,76			1,73	16	1,47		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9736,5	2967,69			2,04	5	1,66		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9778,6	2980,52			2,22	27	1,77		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9825	2994,66	1,83	3	2,27	3	1,80		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9855,1	3003,83			2,29	13	1,82		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9860,7	3005,54			2,28	18	1,81		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9868,65	3007,96			2,28	9	1,81		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9870,6	3008,56			2,23	25	1,78		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9886	3013,25	1,84	2	2,3	1	1,82		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9888,3	3013,95			2,38	44	1,87		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9892,1	3015,11			2,3	46	1,82		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9942,8	3030,57			2,19	1	1,75		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9976,35	3040,79			2,15	19	1,73		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9990,2	3045,01			2,21	5	1,77		
EST-4	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9996,3	3046,87			2,16	19	1,73		

Pozo	Intervalo (nomenclatura latinoamérica)	Intervalo (nomenclatura española)	Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	%Ro	No. Lect	%Robs	No. Lect.	%Roequibs (ec. Jacob, 1989)	ICE	%Roequi ICE	IAT	%Roequi IAT
EST-5	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	8180	2519,44	1,022	1				8,0	0,9-1,1	2,9-3,1	0,9-1,1
EST-5	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	8500	2618,00			1,068	5	1,06				
EST-5	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	8800	2710,40			1,071	28	1,06	8,0-8,5	0,9-1,3		
EST-5	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	9110	2805,88		1							
EST-6	Canomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	10110	808,80						6,5	0,67-0,73	2,68-2,8	0,7-0,8
EST-6	Canomaniense - Coniaciano	Cenomaniense - Coniaciense	10260	820,80						6,5	0,67-0,73	2,68-2,8	0,7-0,8
EST-6	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	12830	1026,40		6	0,78	6	0,88				
EST-6	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	13040	1043,20		2	0,860	2	0,93				
EST-6	Aptiano - Albiano	Aptiense - Albiense	13160	1052,80		2	0,94	2	0,98				

ANEXO 3

Tablas de Palinofacies

Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	Fit.O.A	Fit.O.E	Fit.T.NB.	Huevos de copépodos	Dinoflagelados	Algas	FTL	Polen	Espora	Cutículas	MOA-F	Pellets fecales	Fit.T.B.	MOA-NF	MOPseudomorfia	P1	P2	P3	P4
14440	4401,31	2,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,67	73,67	2,67	0,00	0,00	97,33
14465	4408,93	3,33	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	30,33	65,00	4,67	0,00	0,00	95,33
14478	4412,89	1,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	46,67	51,67	1,67	0,00	0,00	98,33
14515	4424,17	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	64,00	35,00	1,00	0,00	0,00	99,00
14558	4437,28	1,00	0,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	83,00	15,33	1,67	0,00	0,00	98,33
14592	4447,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	53,00	47,00	0,00	0,00	0,00	100,00
14613	4454,04	1,67	1,33	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	81,67	13,33	5,00	0,00	0,00	95,00
14645	4463,80	2,67	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24,00	72,33	3,67	0,00	0,00	96,33
14679	4474,16	5,00	0,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,00	77,33	5,67	0,00	0,00	94,33
14696	4479,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	37,67	62,33	0,00	0,00	0,00	100,00
14722	4487,27	2,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,67	68,67	2,67	0,00	0,00	97,33
14742	4493,36	2,00	0,67	1,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	28,67	66,67	4,33	0,00	0,33	95,33
14759	4498,54	2,00	0,00	5,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,67	70,33	7,00	0,00	0,00	93,00
14774,99	4503,42	1,33	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	31,33	66,33	2,00	0,00	0,33	97,67
14790	4507,99	1,00	0,00	1,67	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	40,33	55,33	2,67	0,00	1,67	95,67
14809	4513,78	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	39,00	59,00	2,00	0,00	0,00	98,00
14827	4519,27	0,00	0,00	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	67,67	29,67	1,33	0,00	1,33	97,33
14852	4526,89	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	32,67	65,33	2,00	0,00	0,00	98,00
14865	4530,85	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,67	80,33	1,00	0,00	0,00	99,00
14879,75	4535,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	70,67	29,33	0,00	0,00	0,00	100,00
14895	4540,00	6,33	4,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	31,67	57,33	11,00	0,00	0,00	89,00
14911,25	4544,95	7,33	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,00	71,33	8,67	0,00	0,00	91,33
14933	4551,58	8,00	2,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,67	63,67	10,67	0,00	0,00	89,33
14968,75	4562,48	7,00	5,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	30,00	57,67	12,33	0,00	0,00	87,67
15004	4573,22	8,67	4,67	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,33	57,00	14,67	0,00	0,00	85,33
15019	4577,79	0,00	0,00	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	34,67	64,00	1,33	0,00	0,00	98,67
15031	4581,45	3,33	0,67	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	88,67	7,00	4,33	0,00	0,00	95,67
15053,33	4588,25	0,00	3,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	89,33	7,33	3,33	0,00	0,00	96,67
15067	4592,42	0,00	2,33	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	90,33	6,33	3,33	0,00	0,00	96,67
15094	4600,65	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	90,00	8,00	2,00	0,00	0,00	98,00
15118	4607,97	1,00	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	88,00	8,00	4,00	0,00	0,00	96,00
15141	4614,98	2,00	6,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	71,67	18,67	8,00	0,00	1,67	90,33
15156	4619,55	2,33	16,28	17,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	55,81	8,00	36,05	0,00	0,00	63,81
15203	4633,87	4,67	6,67	7,33	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	76,00	3,33	18,67	0,00	2,00	79,33
15225	4640,58	21,67	39,67	27,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,67	1,33	0,00	0,00	0,00	0,33	3,67	3,67	88,33	0,00	4,33	7,33
15249	4647,90	29,00	36,67	16,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,00	2,67	82,00	0,00	0,33	17,67
15267	4653,38	29,67	35,67	6,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,33	13,00	71,67	0,00	0,00	28,33
15280	4657,34	31,67	27,67	7,80	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,33	14,33	67,13	0,00	1,33	31,67

Datos de Palinofacies Intervalo Aptiano-Albiano (Aptiense – Albiense) del Pozo EST-1.

Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	MOPseudoamorfia	MOA-NF	Dinoflagelados	Algas	MOA-F	FTL	Espora	Cutículas	Hifa Hongos	Polen	Fit.T.NB.	Fit.O.A	Fit.O.E	Fit.T.B.	Secreciones Vegetales	P1	P2	P3	P4
10715	3265,93	58,67	37,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,67	0,33	0,00	0,33	0,00	95,67	0,00	4,00	0,33
10760	3279,65	16,33	78,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	2,00	2,67	0,67	0,00	0,00	94,33	0,00	5,67	0,00
10785,6	3287,45	14,00	73,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,67	5,33	3,67	1,00	0,00	87,33	0,00	11,67	1,00
10802	3292,45	9,33	89,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	0,00	0,33	0,00	0,00	98,33	0,00	1,67	0,00
10863	3311,04	12,33	83,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,67	0,00	0,00	0,00	0,00	95,33	0,00	4,67	0,00
10881	3316,53	2,00	93,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	0,33	3,00	0,00	0,00	95,00	0,00	5,00	0,00
10890	3319,27	10,67	78,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,67	7,33	0,33	0,00	0,00	88,67	0,00	11,33	0,00
10904	3323,54	14,33	85,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00
10940	3334,51	14,00	84,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	0,00	0,00	0,00	0,33	98,00	0,00	1,67	0,33
10956,6	3339,57	0,00	83,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,67	0,00	2,00	0,00	0,00	83,33	0,00	16,67	0,00
10991	3350,06	7,33	91,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,33	0,00	0,00	0,00	98,67	0,00	1,33	0,00
11001	3353,10	17,67	76,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,67	0,00	0,33	0,33	0,00	93,67	0,00	6,00	0,33
11011,4	3356,27	15,00	59,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,00	0,33	9,00	0,00	0,00	74,67	0,00	25,33	0,00
11048	3367,43	62,00	34,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,33	0,67	0,00	0,00	0,33	96,67	0,00	3,00	0,33
11100	3383,28	20,67	74,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,67	1,00	0,67	0,00	0,00	94,67	0,00	5,33	0,00
11124	3390,60	10,00	71,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	12,33	5,67	1,00	0,00	0,00	81,00	0,00	19,00	0,00
11137	3394,56	7,00	81,00	4,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	2,00	4,00	1,00	0,00	0,00	88,00	4,33	7,67	0,00
11151	3398,82	9,33	80,67	2,33	0,00	0,00	0,33	0,33	1,00	0,00	1,00	1,33	2,33	0,67	0,33	0,33	90,00	2,67	6,67	0,67
11182	3408,27	1,33	6,00	1,33	0,00	0,00	0,00	4,33	3,00	0,00	11,67	61,00	5,00	4,67	1,33	0,33	7,33	1,33	89,67	1,67
11193,5	3411,78	4,00	8,00	0,00	0,67	0,00	0,00	1,33	0,67	10,33	0,00	62,00	1,33	10,67	1,00	0,00	12,00	0,67	86,33	1,00
11229	3422,60	1,67	81,00	4,67	0,00	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	3,33	7,00	1,00	0,33	0,00	0,00	82,67	5,00	12,33	0,00
11255	3430,52	33,33	39,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	19,67	1,00	6,67	0,00	0,00	72,33	0,00	27,67	0,00
11265	3433,57	1,00	84,33	4,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	4,33	4,00	0,33	1,33	0,00	0,00	85,33	4,00	10,67	0,00
11330	3453,38	1,00	5,67	7,33	0,00	0,00	0,00	2,33	2,00	0,00	9,67	61,67	4,33	5,67	0,00	0,33	6,67	7,33	85,67	0,33
11360,6	3462,70	6,67	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,67	6,33	5,33	0,00	68,67	1,33	5,00	5,33	0,00	6,67	0,67	87,33	5,33
11376	3467,40	0,00	3,00	1,67	0,00	0,00	0,00	4,00	4,00	0,00	12,33	63,00	4,67	5,33	1,00	1,00	3,00	1,67	93,33	2,00
11387	3470,76	0,67	2,33	2,00	0,00	0,00	0,33	11,33	3,00	0,00	8,33	60,67	4,67	6,00	0,00	0,67	3,00	2,33	94,00	0,67
11416,7	3479,80	1,00	3,33	1,00	0,00	0,00	0,00	3,33	3,00	0,00	8,33	40,00	18,00	20,67	0,67	0,67	4,33	1,00	93,33	1,33
11428,6	3483,43	1,00	85,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,33	5,00	2,67	0,00	0,00	86,00	0,00	14,00	0,00
11459	3492,70	2,33	1,33	3,00	0,00	0,00	0,33	7,00	2,33	0,00	8,33	43,00	13,33	17,00	1,67	0,33	3,67	3,33	91,00	2,00
11501	3505,50	20,00	59,67	1,33	0,00	0,00	0,67	6,00	1,67	0,00	3,67	0,00	2,67	4,33	0,00	0,00	79,67	2,00	18,33	0,00
11522	3511,91	2,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	21,00	10,00	12,67	0,00	35,00	4,33	10,33	3,67	0,00	2,67	0,33	93,33	3,67
11556	3522,27	6,00	17,00	0,67	0,00	0,00	0,33	5,67	2,00	0,00	11,33	44,00	5,00	7,00	0,67	0,33	23,00	1,00	75,00	1,00
11608,8	3538,37	3,00	71,00	1,33	0,00	0,00	0,00	4,00	2,00	0,00	6,33	5,00	5,33	1,33	0,67	0,00	74,00	1,33	24,00	0,67
11626	3543,60	1,33	55,33	3,00	0,00	0,00	0,00	2,67	1,67	0,00	6,33	15,33	9,00	4,67	0,67	0,00	56,67	3,00	39,67	0,67
11662	3554,58	2,00	81,00	1,00	0,00	0,00	0,00	1,33	0,00	0,00	2,67	8,33	2,00	1,67	0,00	0,00	83,00	1,00	16,00	0,00
11678	3559,45	0,00	84,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,00	1,67	4,67	0,00	0,00	84,67	0,00	15,33	0,00
11714	3570,43	0,67	88,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,67	0,67	0,00	2,00	4,67	2,00	1,00	0,00	0,00	88,67	0,33	11,00	0,00
11766	3586,28	2,67	91,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	1,33	2,00	1,00	1,67	0,00	0,00	93,67	0,00	6,33	0,00
11784	3591,76	3,67	85,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,67	1,33	2,00	0,00	0,00	89,00	0,00	11,00	0,00
11817	3601,82	85,33	9,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	3,00	1,33	0,67	0,33	0,00	94,33	0,00	5,33	0,33
11835	3607,31	37,33	51,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,33	0,67	0,00	0,33	0,00	88,67	0,00	11,00	0,33
11870	3617,98	87,00	10,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	1,00	0,67	0,00	0,00	0,00	97,67	0,00	2,33	0,00
11891	3624,38	92,00	7,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	99,67	0,00	0,33	0,00
11919	3632,91	93,67	5,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,33	0,00	0,00	0,00	98,67	0,00	1,33	0,00

Datos de Palinofacias Intervalo Cenomaniano - Coniaciano (Cenomaniense - Coniaciense) del Pozo EST-1.

Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	MOPseudoamorfia	MOA-NF	Dinoflagelados	Algas	MOA-F	FTL	Espora	Cutículas	Hifa Hongos	Polen	Fit.T.NB.	Fit.O.A	Fit.O.E	Fit.T.B.	Secreciones Vegetales	P1	P2	P3	P4
9441	2877,62	0,00	0,00	3,67	0,00	89,33	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	3,33	0,00	0,00	0,00	95,00	5,00	0,00
9467	2885,54	1,00	0,00	9,67	0,00	83,67	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	2,67	0,00	0,00	1,00	95,33	3,67	0,00
9485,5	2891,18	1,00	0,00	13,67	0,00	73,67	4,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	6,67	0,00	0,00	1,00	91,67	7,33	0,00
9494,5	2893,92	6,00	0,00	16,67	0,00	59,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	2,67	5,33	10,00	0,00	0,00	6,00	76,00	18,00	0,00
9513	2899,56	3,00	0,00	3,00	0,00	79,67	3,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,67	0,00	0,00	3,00	86,33	10,67	0,00
9528	2904,13	2,33	0,00	1,33	0,00	89,33	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,00	0,00	0,00	2,33	91,67	6,00	0,00
9568	2916,33	3,00	0,00	1,33	0,00	87,67	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,67	0,00	0,00	3,00	89,33	7,67	0,00
9585	2921,51	3,00	0,00	0,67	0,00	86,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,00	0,00	0,00	3,00	87,00	10,00	0,00
9607	2928,21	2,33	0,00	3,00	0,00	80,00	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,33	0,00	0,00	2,33	84,33	13,33	0,00
9625	2933,70	6,33	0,00	1,00	0,00	80,67	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,67	0,00	0,00	6,33	82,00	11,67	0,00
9648	2940,71	2,67	0,00	1,00	0,00	84,33	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,00	0,00	0,00	2,67	87,33	10,00	0,00
9666	2946,20	5,67	0,00	0,67	0,00	84,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,67	0,00	0,00	5,67	85,67	8,67	0,00
9691,9	2954,09	0,67	86,00	4,67	0,00	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,33	3,33	1,67	2,33	0,00	0,00	86,67	5,00	8,33	0,00
9777,5	2980,18	0,33	88,33	5,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,33	1,00	0,67	0,00	0,00	88,67	5,33	6,00	0,00
9795,83	2985,77	3,67	0,00	0,33	0,00	95,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	3,67	95,33	1,00	0,00
9795,83	2985,77	3,67	0,00	0,33	0,00	95,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	3,67	95,33	1,00	0,00
9813,83	2991,26	0,33	87,33	7,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	1,67	1,33	0,67	0,00	0,67	87,67	7,00	4,67	0,67
9822,83	2994,00	3,33	2,00	8,33	0,00	81,67	1,00	0,67	0,00	0,00	0,00	1,00	0,33	1,33	0,00	0,33	5,33	91,00	3,33	0,33
9846	3001,06	0,67	93,67	3,67	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	94,33	4,67	1,00	0,00
9864	3006,55	0,00	10,00	2,67	0,00	85,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	1,33	0,00	0,00	10,00	88,00	2,00	0,00
9898	3016,91	11,33	83,33	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	2,33	0,00	0,00	0,00	0,67	94,67	2,00	2,67	0,67
9921,5	3024,07	4,00	76,00	0,00	0,00	0,67	8,67	0,00	0,00	0,00	0,00	10,33	0,00	0,33	0,00	0,00	80,00	9,33	10,67	0,00
9949,25	3032,53	2,33	87,00	4,67	0,00	0,00	1,67	1,00	0,00	0,00	0,67	1,33	0,33	1,00	0,00	0,00	89,33	6,33	4,33	0,00
9949,25	3032,53	0,00	1,00	1,33	0,00	97,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	99,00	0,00	0,00
9976,25	3040,76	0,00	86,33	10,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	1,33	1,33	0,00	0,00	86,33	10,33	3,33	0,00
9993,58	3046,04	0,00	94,00	1,33	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,33	0,67	2,67	0,00	0,00	0,33	94,00	2,00	3,67	0,33
10014	3052,27	1,67	92,00	2,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	2,00	1,00	0,00	0,00	0,00	93,67	2,33	4,00	0,00
10062	3066,90	0,67	92,33	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	1,67	0,67	0,00	0,00	0,33	93,00	3,00	3,67	0,33
10079	3072,08	0,00	85,67	4,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,00	1,67	2,00	0,00	0,00	85,67	4,67	9,67	0,00
10111,7	3082,04	0,00	85,33	12,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	85,33	12,67	2,00	0,00
10149,7	3093,62	1,33	87,33	2,67	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00	0,67	2,67	0,00	0,00	88,67	3,00	8,33	0,00
10168,7	3099,41	0,00	95,67	1,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	1,00	0,67	0,33	0,00	95,67	1,67	2,33	0,33
10219	3114,75	0,67	97,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,33	98,00	0,67	1,00	0,33
10272,8	3131,16	0,00	86,67	7,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,67	1,00	0,67	0,33	0,00	86,67	7,67	5,33	0,33
10306,8	3141,52	1,33	97,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	99,00	0,00	1,00	0,00
10323,8	3146,70	1,00	97,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,33	0,00	0,00	0,00	98,33	0,67	1,00	0,00
10358	3157,12	0,67	88,00	9,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,67	0,00	0,00	0,00	88,67	9,67	1,67	0,00
10395	3168,40	42,00	35,67	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,33	2,00	1,67	0,00	0,00	77,67	0,33	22,00	0,00
10427,6	3178,33	1,67	92,67	4,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,33	0,67	0,00	0,33	0,00	0,00	94,33	4,33	1,33	0,00
10547	3214,73	85,67	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,33	0,00	0,00	0,00	0,00	89,67	0,00	10,33	0,00
10568	3221,13	68,67	25,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,00	0,00	0,67	1,00	0,00	94,00	0,33	4,67	1,00
10595	3229,36	80,00	11,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,00	0,00	0,00	0,33	0,00	91,33	0,33	8,00	0,33
10625	3238,50	62,00	28,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,33	2,00	0,33	0,00	0,00	90,33	0,00	9,67	0,00
10640	3243,07	97,00	2,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	99,33	0,00	0,67	0,00
10652	3246,73	95,00	4,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,33	0,00	0,33	0,00	99,00	0,00	0,67	0,33
10699	3261,06	91,67	6,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,00	0,00	2,00	0,00

Datos de Palinofacies Intervalo Coniaciano - Campaniano (Coniaciense – Campaniense) del Pozo EST-1.

Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	Fit.O.A	Fit.O.E	Fit.T.NB.	Huevos de copépodos	Dinoflagelados	Algas	FTL	Polen	Espora	Cutículas	MOA-F	Pellets fecales	Fit.T.B.	MOA-NF	MOPseudoamorfia	P1	P2	P3	P4
11280	11280	2,00	1,33	5,33	0,00	0,33	1,00	0,00	0,67	0,33	0,67	0,00	0,00	2,67	12,67	73,00	8,67	1,33	4,33	85,67
11310	11310	0,33	0,33	1,33	0,00	0,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	19,33	77,67	2,00	0,67	0,33	97,00
11340	11340	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,33	0,00	0,67	0,00	0,00	3,00	40,00	55,33	0,00	0,67	4,00	95,33
11370	11370	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	21,67	76,67	1,00	0,00	0,67	98,33
11400	11400	0,33	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	16,33	81,00	2,33	0,00	0,33	97,33
11430	11430	0,33	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	7,00	91,33	1,33	0,00	0,33	98,33
11460	11460	0,33	1,00	1,33	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,33	15,33	81,00	2,67	0,33	0,67	96,33
11490	11490	0,33	0,33	1,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,00	85,00	1,67	0,33	0,00	98,00
11520	11520	0,00	1,00	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,67	78,33	3,00	0,00	0,00	97,00
11550	11550	0,00	0,33	2,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,33	0,00	0,00	1,33	49,33	45,33	2,33	1,00	2,00	94,67
11610	11610	1,00	3,67	6,33	0,00	0,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	2,00	14,33	71,33	11,00	0,67	2,67	85,67
11640	11640	0,33	0,33	0,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,00	85,67	1,00	0,33	0,00	98,67
11700	11700	0,33	0,67	0,67	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,33	19,67	76,33	1,67	1,00	1,33	96,00
11730	11730	2,00	4,00	3,67	0,00	0,33	1,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	1,00	12,00	75,67	9,67	1,33	1,33	87,67
11760	11760	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	93,00	7,00	0,00	0,00	0,00	100,00
11790	11790	1,00	2,00	13,67	0,00	2,00	0,00	0,00	1,00	0,33	1,00	0,00	0,00	4,33	16,33	58,33	16,67	2,00	6,67	74,67
11820	11820	3,00	1,00	10,33	0,00	1,00	0,33	0,00	0,67	0,33	0,33	0,00	0,00	3,67	11,67	67,67	14,33	1,33	5,00	79,33
11850	11850	4,33	6,33	13,33	0,00	4,00	1,67	0,00	3,00	2,00	1,00	0,00	0,00	4,00	16,67	43,67	24,00	5,67	10,00	60,33
11880	11880	5,33	4,67	10,67	0,00	2,33	2,00	0,00	3,67	1,33	1,33	0,00	0,00	3,00	25,00	40,67	20,67	4,33	9,33	65,67

Datos de Palinofacies Intervalo Aptiano-Albiano (Aptiense – Albiense) del Pozo EST-2.

Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	MOpseudomorfa	MOA-NF	Dinoflagelados	Algas	MOA-F	FTL	Espora	Cutículas	Hifa Hongos	Polen	Fit. T. NB.	Fit. O. A	Fit. O. E	Fit. T. B.	Secreciones Vegetales	P1	P2	P3	P4
7620,5	2322,7	3,00	18,67	1,67	0,33	76,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	21,67	78,33	0,00	0,00
7633,5	2326,7	1,33	7,67	2,67	0,67	87,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,00	91,00	0,00	0,00
7643,5	2329,7	0,67	34,67	1,67	1,00	62,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	35,33	64,67	0,00	0,00
7653,5	2332,8	3,67	54,33	2,00	0,67	39,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	58,00	42,00	0,00	0,00
7670,5	2338	1,67	5,33	2,33	1,33	89,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,00	93,00	0,00	0,00
7680,5	2341	1,00	29,33	1,67	0,67	67,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	30,33	69,67	0,00	0,00
7693,5	2345	1,33	48,33	3,67	0,33	46,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	49,67	50,00	0,00	0,33
7703,5	2348	2,00	15,67	2,67	1,00	78,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,67	82,33	0,00	0,00
7713,5	2351,1	1,00	23,00	3,00	0,33	72,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24,00	76,00	0,00	0,00
7721,5	2353,5	3,00	67,67	4,00	2,00	23,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	70,67	29,33	0,00	0,00
7731,5	2356,6	5,67	54,00	1,33	1,00	38,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	59,67	40,33	0,00	0,00
7753,5	2363,3	0,00	18,33	2,00	0,33	79,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,33	81,67	0,00	0,00
7762,5	2366	0,00	14,67	2,33	1,33	81,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,67	85,33	0,00	0,00
7773,5	2369,4	0,00	5,00	2,33	0,67	92,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00	95,00	0,00	0,00
7780,5	2371,5	0,00	1,33	2,67	1,33	94,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	98,67	0,00	0,00
7792,5	2375,2	0,00	0,67	2,33	0,33	96,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	99,33	0,00	0,00
7801,5	2377,9	0,00	1,67	4,33	1,33	92,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	98,33	0,00	0,00
7813,5	2381,6	0,00	1,00	2,00	1,00	96,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	99,00	0,00	0,00
7831,5	2387	0,00	4,33	1,67	0,67	93,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,33	95,67	0,00	0,00
7851,5	2393,1	0,00	0,67	4,67	0,33	94,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	99,33	0,00	0,00
7861,5	2396,2	0,00	1,67	3,67	0,67	94,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,67	98,33	0,00	0,00
7881,5	2402,3	0,00	8,33	3,00	0,00	88,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,33	91,67	0,00	0,00
7905,5	2409,6	0,00	4,00	4,00	0,67	91,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,00	96,00	0,00	0,00
7911,5	2411,4	0,00	3,67	3,33	1,00	92,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,67	96,33	0,00	0,00
7924,5	2415,4	1,33	24,33	2,67	1,00	70,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,67	74,33	0,00	0,00
7933,5	2418,1	0,33	18,67	3,00	1,33	76,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	19,00	80,33	0,33	0,33
7941,5	2420,6	0,00	17,67	2,33	0,33	79,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,67	82,33	0,00	0,00
7954,5	2424,5	1,00	59,00	2,67	0,00	37,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	60,00	40,00	0,00	0,00
7966,5	2428,2	0,00	15,00	4,33	0,33	80,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,00	85,00	0,00	0,00
7978,5	2431,8	0,00	5,33	5,33	0,00	89,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,33	94,67	0,00	0,00
8025,5	2446,2	10,67	83,33	0,67	0,67	4,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,00	5,67	0,33	0,00
8054,5	2455	6,33	82,00	2,33	1,33	8,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	88,33	11,67	0,00	0,00
8064,5	2458,1	6,00	85,00	2,00	1,00	6,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	91,00	9,00	0,00	0,00
8078,5	2462,3	6,67	88,00	1,67	0,00	3,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,67	5,33	0,00	0,00
8081,5	2463,2	10,33	87,00	2,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,33	2,67	0,00	0,00
8092,5	2466,6	5,00	90,67	1,33	0,33	2,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	95,67	4,33	0,00	0,00
8105,5	2470,6	4,00	85,67	2,67	0,67	7,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	89,67	10,33	0,00	0,00
8114,5	2473,3	3,67	92,00	1,67	0,33	2,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	95,67	4,33	0,00	0,00
8124,5	2476,3	1,33	84,00	2,67	0,33	11,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	85,33	14,67	0,00	0,00
8134,5	2479,4	8,33	86,00	1,00	0,00	4,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,33	5,67	0,00	0,00
8142,5	2481,8	9,33	89,00	1,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,33	1,67	0,00	0,00
8155,5	2485,8	7,00	90,33	1,67	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,33	2,67	0,00	0,00
8162,5	2487,9	7,67	88,67	0,67	0,33	2,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,33	3,67	0,00	0,00
8170,5	2490,4	9,33	89,33	0,67	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,67	1,33	0,00	0,00
8182,5	2494	18,33	80,00	0,33	0,67	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,33	1,67	0,00	0,00
8189,5	2496,2	23,33	76,00	0,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,33	0,67	0,00	0,00
8218,5	2505	22,67	74,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	1,67	0,00	0,00	0,00	97,00	0,00	3,00	0,00
8226,5	2507,4	41,33	57,33	0,33	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	98,67	0,67	0,67	0,00
8238,5	2511,1	44,67	54,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	99,33	0,00	0,67	0,00
8251,5	2515,1	39,33	59,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,67	0,00	0,00	0,00	98,33	0,00	1,67	0,00
8261,5	2518,1	27,33	72,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00
8317,5	2535,2	12,33	85,67	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	98,00	2,00	0,00	0,00

Datos de Palinofacies Intervalo Coniaciano - Campaniano (Coniaciense – Campaniense) del Pozo EST-2.

Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	Ft.O.A	Ft.O.E	Ft.T.NB.	Huevos de copépodos	Dinoflagelados	Algas	FTL	Polen	Espora	Citriculas	MOA-F	Pellets fecales	Ft.T.B.	MOA-NF	MOA-Pseudomorfia	P1	P2	P3	P4
9454.5	2881.73	0.00	0.00	2.33	1.00	0.00	0.33	1.00	0.00	0.33	0.00	0.00	4.67	2.00	36.33	52.00	3.33	1.33	7.00	88.33
9461.5	2883.87	0.67	0.33	2.33	1.00	0.00	0.33	2.00	0.67	1.00	0.00	0.00	6.33	1.00	30.67	53.67	4.33	2.33	9.00	84.33
9471.5	2886.91	1.33	0.67	3.67	0.67	0.00	0.00	2.33	1.00	2.33	0.00	0.00	3.67	1.00	26.00	57.33	6.33	2.33	8.00	83.33
9494.5	2893.92	2.00	0.67	2.00	1.00	0.00	0.00	4.67	0.33	1.00	0.00	0.00	2.00	1.00	23.33	62.00	5.67	4.67	4.33	85.33
9499.5	2895.45	0.33	0.33	2.33	0.33	0.00	0.00	2.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.67	36.33	57.33	3.33	2.00	1.00	93.67	
9509.5	2898.50	1.00	0.33	1.33	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.67	43.67	50.67	2.67	2.00	1.00	94.33	
9518.5	2901.24	2.33	1.33	4.33	0.67	0.00	0.00	3.67	0.67	1.33	0.00	0.00	1.00	1.33	49.00	34.33	8.67	3.67	4.33	83.33
9532.5	2905.51	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	8.67	90.00	1.00	0.00	0.33	98.67
9154.5	2790.29	0.00	0.00	1.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.33	10.33	87.33	1.33	0.00	1.00	97.67
9554.5	2912.21	0.33	1.00	2.33	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.33	0.33	8.00	85.67	3.67	1.00	1.67	93.67
9564.5	2915.26	0.33	0.33	1.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.33	7.67	89.67	1.67	0.33	0.67	97.33
9574.5	2918.31	0.33	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	17.00	79.00	2.33	1.00	0.67	96.00
9579.5	2919.83	0.33	0.67	2.00	0.67	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.33	26.67	67.33	3.67	1.00	1.33	94.00	
9593.5	2924.10	2.00	6.00	3.67	1.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.00	20.67	63.67	12.67	1.00	2.00	84.33
9603.5	2927.15	4.67	6.33	4.67	0.67	0.00	0.00	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	1.00	61.00	19.00	16.33	2.00	1.67	80.00
9613.5	2930.19	2.00	3.00	0.67	0.33	0.00	0.00	0.33	0.00	0.33	0.33	35.67	57.33	6.00	0.33	0.67	93.00	0.67	95.33	
9623.5	2933.24	2.00	1.00	0.67	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.33	39.00	56.33	4.00	0.00	0.67	95.33	
9633.5	2936.29	2.00	3.00	18.33	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	6.00	23.33	46.67	23.67	0.00	6.33	70.00
9641.5	2938.73	1.67	1.33	12.67	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	1.00	25.67	57.00	16.00	0.00	1.33	82.67
9653.5	2942.39	0.67	1.00	6.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	19.00	72.67	8.00	0.00	0.33	91.67
9663.5	2945.43	0.67	1.67	3.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.67	34.67	58.00	6.00	0.00	1.33	92.67	
9673.5	2948.48	0.33	0.33	4.67	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	32.33	61.00	5.33	1.00	0.33	93.33	
9683.5	2951.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	96.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
9703.5	2957.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.33	96.67	0.00	0.00	0.00	100.00	
9716.5	2961.59	1.00	0.67	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.33	0.33	6.33	89.00	3.00	0.00	1.67	95.33	
9726.5	2964.64	3.67	7.00	8.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.67	73.67	18.67	0.00	0.00	81.33	
9736.5	2967.69	0.67	3.33	9.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	84.67	13.33	0.00	0.00	86.67	
9746.5	2970.73	0.33	2.67	3.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	89.33	6.67	0.00	0.00	93.33	
9756.5	2973.78	0.33	1.33	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.33	87.00	3.67	0.00	0.00	96.33	
9764.5	2976.22	0.33	0.33	0.33	0.00	0.00	0.00	9.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.33	76.33	1.00	9.33	0.00	89.67	
9774.5	2979.27	0.33	1.33	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.67	93.67	2.67	0.00	0.00	97.33	
9778.5	2980.49	0.00	1.67	1.33	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	91.00	3.00	2.00	0.00	95.00	
9794.5	2985.36	0.67	1.00	0.33	0.00	0.00	0.00	2.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.67	91.67	2.00	2.67	0.00	95.33	
9804.5	2988.41	1.00	4.67	9.00	0.00	0.00	0.00	3.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.33	73.33	14.67	3.67	0.00	81.67	
9814.5	2991.46	1.00	2.00	1.67	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.67	87.67	4.67	1.00	0.00	94.33	
9819.5	2992.98	0.67	2.33	1.67	0.00	0.00	0.00	2.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.00	87.67	4.67	2.67	0.00	92.67	
9831.5	2996.64	0.67	0.33	1.00	0.00	0.00	0.00	5.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	90.33	2.00	5.67	0.00	92.33	
9841.5	2999.69	0.67	1.67	3.00	0.00	0.00	0.00	4.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.67	86.67	5.33	4.33	0.00	90.33	
9851.5	3002.74	0.67	0.33	1.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.33	93.67	2.00	1.00	0.00	97.00	
9861.5	3005.79	1.67	3.67	9.67	0.00	0.00	0.00	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	5.00	76.67	15.00	1.33	2.00	81.67	
9871.5	3008.83	1.00	1.33	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.33	90.00	3.67	0.00	0.00	96.33	
9879.5	3011.27	1.33	1.67	3.67	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	12.00	80.00	6.67	0.33	1.00	92.00	
9891.5	3014.93	0.33	0.33	3.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	4.67	91.33	3.67	0.00	0.33	96.00	
9901.5	3017.98	0.33	0.33	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.67	93.67	2.67	0.00	0.00	97.33	
9921.5	3024.07	0.67	1.00	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	95.00	3.00	0.00	0.00	97.00	
9932.5	3027.43	1.00	0.33	1.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.67	93.33	3.00	0.00	0.00	97.00	
9939.5	3029.56	1.00	1.00	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.67	94.00	3.33	0.00	0.00	96.67	
9951.5	3033.22	0.33	0.67	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.33	95.67	2.00	0.00	0.00	98.00	
9961.5	3036.27	0.33	0.33	1.33	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.67	94.00	2.33	0.00	0.00	97.67	
9971.5	3039.31	0.33	0.33	0.33	4.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.67	91.67	5.67	0.00	0.00	94.33	
9981.5	3042.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	100.00	
9991.5	3045.41	0.33	0.00	0.67	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.33	96.33	1.33	0.00	0.00	98.67	
9999.5	3047.85	2.00	1.33	5.33	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.33	1.33	18.67	68.00	10.67	0.00	2.67	86.67	
10012	3051.51	0.00	0.00	7.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	10.33	79.00	7.33	0.00	3.33	89.33	
10022	3054.55	0.00	0.00	5.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.33	0.00	4.67	88.67	5.33	0.00	1.33	93.33	
10032	3057.60	0.00	0.33	0.33	6.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	11.33	80.00	6.67	0.00	2.00	91.33	
10042	3060.65	0.33	1.33	0.67	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.00	74.33	2.67	0.00	0.00	97.33	
10052	3063.70	0.33	0.33	0.33	2.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	13.67	82.00	3.67	0.00	0.67	95.67	
10060	3066.14	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.67	96.00	0.33	0.00	0.00	99.67	
10068	3068.57	1.33	2.67	17.33	0.67	0.00	0.33	0.33	0.33	0.67	0.00	0.00	2.00	19.67	54.67	22.00	0.67	3.00	74.33	
10073	3070.10	0.33	0.67	46.00	12.67	0.00	0.00	0.33	1.00	0.00	0.00	1.00	14.67	23.33	59.67	0.00	2.33	38.00		
10078	3071.62	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.33	94.00	0.67	0.00	0.00	99.33	
10083	3073.15	0.33	1.00	24.00	10.33															

Profundidad (pies)	Profundidad (metros)	Fit.OA	Fit.OE	Fit.T.NB.	Huevos de copépodos	Dinoflagelados	Algas	FTL	Polen	Espora	Cutículas	MOA-F	Pellets fecales	Fit.T.B.	MOA-NF	MOPseudoamofa	P1	P2	P3	P4
8180	2493,26	1,00	0,33	3,33	2,33	13,00	20,67	6,67	0,67	2,00	0,33	2,67	0,00	1,33	30,00	15,67	7,00	40,33	7,00	45,67
8210	2502,41	1,00	0,00	3,67	1,00	13,67	22,00	8,00	0,00	2,33	0,00	2,00	0,00	0,67	29,00	16,67	5,67	43,67	5,00	45,67
8240	2511,55	1,00	0,67	2,00	0,33	7,67	11,33	5,67	0,67	1,00	0,33	1,67	0,00	1,33	45,67	20,67	4,00	24,67	5,00	66,33
8270	2520,70	0,33	0,33	2,00	0,67	6,00	7,00	4,33	0,33	0,33	0,00	1,00	0,00	0,33	52,00	25,33	3,33	17,33	2,00	77,33
8300	2529,84	0,33	1,00	1,33	0,33	1,67	2,67	2,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,33	31,00	59,00	3,00	6,33	0,67	90,00
8330	2538,98	0,33	1,33	2,00	0,33	2,00	2,67	1,00	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,33	36,33	52,67	4,00	5,67	1,33	89,00
8360	2548,13	0,33	0,00	1,00	0,67	0,33	0,67	0,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,33	28,33	67,67	2,00	1,33	0,67	96,00
8390	2557,27	1,00	1,33	1,67	0,33	0,67	1,33	2,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,67	36,67	53,67	4,33	4,33	1,00	90,33
8420	2566,42	0,00	0,33	1,00	0,33	0,33	2,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	22,67	72,33	1,67	3,00	0,33	95,00
8450	2575,56	0,67	0,33	1,67	0,00	0,33	1,00	0,67	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,67	34,33	59,67	2,67	2,00	1,33	94,00
8480	2584,70	0,33	0,67	1,00	0,33	1,00	1,33	2,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,67	43,00	49,33	2,33	4,33	1,00	92,33
8510	2593,85	0,33	0,33	1,67	0,33	0,33	2,33	1,33	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,00	39,33	53,33	2,67	4,00	0,67	92,67
8540	2602,99	0,33	0,33	1,67	0,33	0,33	1,00	0,67	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	1,33	48,67	45,00	2,67	2,00	1,67	93,67
8570	2612,14	0,33	0,33	1,00	0,00	0,67	1,00	1,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,33	51,00	43,67	1,67	3,00	0,67	94,67
8600	2621,28	1,00	1,00	1,67	0,00	0,33	1,33	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	47,33	45,67	3,67	2,67	0,67	93,00
8630	2630,42	0,33	1,33	1,00	0,00	0,33	0,67	1,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	54,00	40,00	2,67	2,67	0,67	94,00
8660	2639,57	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	20,00	78,67	0,33	0,33	0,67	98,67
8690	2648,71	0,33	0,67	0,67	0,00	0,67	1,33	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	36,67	58,33	1,67	3,00	0,33	95,00
8720	2657,86	1,00	0,67	1,33	0,00	0,67	1,67	1,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	1,00	28,33	63,67	3,00	3,67	1,33	92,00
8750	2667,00	1,00	2,33	2,67	0,00	4,33	5,33	5,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	35,33	42,67	6,00	14,67	1,33	78,00
8780	2676,14	2,67	1,33	1,67	0,00	3,67	3,00	4,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,33	29,67	52,00	5,67	11,33	1,33	81,67
8810	2685,29	0,67	1,33	2,67	0,00	3,00	1,67	3,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	42,33	42,67	4,67	8,33	2,00	85,00
8840	2694,43	1,33	2,67	3,00	0,00	2,67	1,00	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	40,33	44,00	7,00	6,67	2,00	84,33
8870	2703,58	1,00	2,00	4,67	0,00	2,33	3,67	2,67	0,33	0,67	0,33	0,00	0,00	1,00	51,33	30,00	7,67	8,67	2,33	81,33
8900	2712,72	1,33	2,00	3,00	0,00	2,33	2,00	2,67	0,00	0,33	0,33	0,00	0,00	1,00	52,67	32,33	6,33	7,00	1,67	85,00
8930	2721,86	1,00	1,33	3,00	0,00	3,00	1,67	2,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00	0,67	47,33	39,33	5,33	6,67	1,33	86,67
8960	2731,01	1,33	1,00	3,67	0,00	2,33	1,33	4,33	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	0,33	47,00	37,67	6,00	8,00	1,33	84,67
8990	2740,15	1,67	0,67	2,67	0,00	2,67	1,33	3,00	0,33	1,00	0,00	0,00	0,00	1,33	51,00	34,33	5,00	7,00	2,67	85,33
9020	2749,30	1,33	1,33	4,67	0,00	1,67	1,33	2,67	0,33	0,67	0,00	0,00	0,00	1,67	42,67	41,67	7,33	5,67	2,67	84,33
9050	2758,44	1,00	2,00	2,67	0,00	2,00	1,33	3,33	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	1,67	42,00	43,67	5,67	6,67	2,00	85,67
9080	2767,58	0,33	1,00	1,33	0,00	1,67	1,00	2,67	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	1,33	52,67	37,67	2,67	5,33	1,67	90,33
9110	2776,73	1,00	1,33	1,67	0,00	2,67	2,00	3,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	1,00	59,33	27,67	4,00	7,67	1,33	87,00
9140	2785,87	1,33	1,67	1,00	0,33	2,33	1,33	2,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,67	64,00	25,00	4,33	5,67	1,00	89,00
9170	2795,02	1,00	1,67	1,33	0,33	2,00	2,00	2,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	59,00	29,33	4,33	6,33	1,00	88,33
9200	2804,16	1,33	1,67	1,00	0,00	3,00	2,33	2,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	45,33	41,67	4,00	8,00	1,00	87,00
9230	2813,30	1,33	0,67	1,00	0,33	1,00	1,33	1,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	51,33	41,33	3,33	3,67	0,33	92,67
9260	2822,45	0,33	1,00	1,33	0,33	1,00	2,33	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	56,00	34,33	3,00	6,33	0,33	90,33
9270	2825,50	1,33	1,33	2,00	0,67	2,67	1,33	3,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	40,00	46,00	5,33	7,67	1,00	86,00

Datos de Palinofacies Intervalo Aptiano-Albiano (Aptiense – Albiense) del Pozo EST-5.

ANEXO 5

PUBLICACIONES Y PRESENTACIONES A CONGRESOS

Este trabajo se ha enmarcado dentro de los Convenios de Cooperación Bilateral para la investigación y desarrollo científico y tecnológico No. 5211509 y No. 3024756, suscritos entre ECOPETROL S.A. (Colombia) y el INCAR CSIC (Oviedo, España), el primero desarrollado durante los años 2012 – 2017 y el segundo, durante los años 2019 – 2021.

Las publicaciones y presentaciones incluidas en este Anexo son exclusivamente las realizadas desde que se iniciaron los estudios de Doctorado.

1. Juliao, T., Suárez-Ruiz, I., Márquez, R., Ruiz, B., 2015. The role of solid bitumen in the development of porosity in shale oil reservoir rocks of the Upper Cretaceous in Colombia. *International Journal of Coal Geology* 147-148, 126-144.

International Journal of Coal Geology 147-148 (2015) 126-144



Contents lists available at ScienceDirect

International Journal of Coal Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ijcoalgeo



The role of solid bitumen in the development of porosity in shale oil reservoir rocks of the Upper Cretaceous in Colombia



Tatiana Juliao^a, Isabel Suárez-Ruiz^{b,*}, Robert Marquez^a, Begoña Ruiz^b

^a ICP-ECOPETROL, Km. 7 via Piedecuesta, Piedecuesta Santander, Colombia

^b Instituto Nacional del Carbón (INCAR-CSIC), Francisco Pintado Fe 26, 33011 Oviedo, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 April 2015

Received in revised form 2 July 2015

Accepted 2 July 2015

Available online 11 July 2015

Keywords:

Solid bitumen

Kerogen type II

Organic petrography

Porosity

Pore size distribution

Mercury intrusion porosimetry

Shale oil rocks

La Luna Formation

Colombia

ABSTRACT

The La Luna Formation (Turonian–Santonian age) has been traditionally considered as one of the main hydrocarbon source rocks in the Middle Magdalena Valley Basin (MMV) in Colombia. At present this formation is also considered as an organic matter-rich reservoir of shale oil type (unconventional petroleum system) of interest due to its significant resources of recoverable oil. Given the interest in this formation, and the need to increase the knowledge of its physico-chemical characteristics, a series of petrographic, geochemical (TOC content and Rock-Eval pyrolysis) and textural analyses (picnometry and mercury intrusion porosimetry, MIP) were carried out to investigate two of its members: Galembó and Salada that were sampled from a core well perforated at the center of the basin. The organic fraction of both members, Galembó and Salada, is made up mainly of a kerogen of Type II typical of a marine paleoenvironment, solid bitumen and hydrocarbons. The content in organic matter of terrestrial origin is very scarce-to-null. These rocks have a degree of maturity that corresponds to the oil window, and their high hydrogen content in combination with a relatively high carbon content makes them excellent source rocks. The uneven distribution of the various types of organic matter along the Galembó and Salada Members, particularly of the solid bitumen that is concentrated at the lower levels of both members has resulted in large variations in porosity, pore size distribution and modal pore throat characteristics even with small variations (centimetric) in depth. The sedimentary levels in which kerogen is the predominant type of organic matter have a pore size distribution in the range of mesopores and macropores of small size, whereas the solid bitumen-rich levels show a predominance of pores of small pore size with a modal pore throat diameter below 10 nm. The preliminary adsorption data obtained for all these samples (to be published in a study that will follow this), indicate that they contain some micropores, which is significant in the case of levels with a high content in solid bitumen.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

2. Suárez-Ruiz I, Juliao T, Suárez-García F, Marquez R, Ruiz B., 2016. Porosity development and the influence of pore size on the CH₄ adsorption capacity of a shale oil reservoir (Upper Cretaceous) from Colombia. Role of solid bitumen. *Int J Coal Geol*; 159: 1-17.



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

International Journal of Coal Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ijcoalgeo



Porosity development and the influence of pore size on the CH₄ adsorption capacity of a shale oil reservoir (Upper Cretaceous) from Colombia. Role of solid bitumen



Isabel Suárez-Ruiz^a, Tatiana Juliao^b, Fabián Suárez-García^a, Robert Marquez^b, Begoña Ruiz^a

^a Instituto Nacional del Carbón (INCAR-CSIC), Francisco Pintado Fe 26, 33011-Oviedo, Spain

^b ICP-ECOPETROL, Km.7 via Piedecuesta, Piedecuesta, Santander, Colombia

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 December 2015

Received in revised form 29 March 2016

Accepted 30 March 2016

Available online 6 April 2016

Keywords:

Solid bitumen

Kerogen type II

Shale oil reservoir

La Luna Formation

Colombia

Porosity

Pore size

CH₄ adsorption

ABSTRACT

The La Luna Formation of Turonian–Santonian age has recently been described as a reservoir of shale oil type which is located in the Middle Magdalena Valley Basin (MMV) of Colombia. Two of the members of this formation, Galemo (GM at the top) and Salada (SM at the bottom) have previously been investigated by Juliao et al. (2015) to determine their organic composition, maturity and hydrocarbon potential as well as their macro- and mesoporosity characteristics by means of mercury intrusion porosimetry (MIP analysis). The present work, which is a continuation of the previous one, focuses on the study of the porosity using low pressure N₂ and CO₂ adsorption analysis of both members in the determination of CH₄ adsorption capacity and in the establishment of the corresponding relationships with the pore size (micropore size). The role played by the solid bitumen (expressed as TOC content) of the lower sedimentary levels of both members (GM and SM) in the development of the porosity properties should be emphasized. The results obtained from this work demonstrate that: (i) the predominant types of organic populations (kerogen and solid bitumen) in the sedimentary levels of this shale oil reservoir, that show a narrow degree of maturity, are the main factors controlling porosity development and consequently CH₄ adsorption and storage capacity. (ii) The kerogen rich-levels (upper part of GM and SM) are mainly macro- and mesoporous corresponding this porosity to that of the primary organic matter and the inorganics and there is no relationship between this porosity and the variation in TOC content. (iii) The amount of porosity measured by N₂ adsorption in the kerogen-rich levels is influenced by the content of free hydrocarbons occluded in the pores (S₁). (iv) Porosity (mainly microporosity) development in the lower levels of GM and SM seems to be linked to the presence/absence and the amount of solid bitumen, as demonstrated by the close relationship existing with the TOC content. Therefore, solid bitumen is the host of porosity. (v) The microporosity developed in the sedimentary levels with solid bitumen content strongly influences the CH₄ adsorption capacity although the relationship has been found to be complex as it is influenced by the micropore size and therefore, by the density of the CH₄. Finally, this study highlights the importance of organic petrography in detecting the solid bitumen, which is the organic component that explains all variation in the textural properties of GM and SM, and which eluded detection by all other techniques.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

3. Juliao, T., Márquez, R., Suárez-Ruiz, I., 2017. Shale Oil Resource Systems and Solid Bitumen. The role of organic petrology in the exploration of conventional and unconventional hydrocarbon systems (Suárez-Ruiz and Mendonça Filho, eds.). Published by Bentham Science Publishers. Chapter 6, 169-204.

Shale Oil Resource Systems and Solid Bitumen

Tatiana Juliao¹, Robert Márquez¹ and Isabel Suárez-Ruiz^{2*}

¹ *ICP-ECOPETROL, Km 7 Vía Piedecuesta, Santander, Colombia*

² *Instituto Nacional del Carbón (INCAR-CSIC), Francisco, Pintado Fe 26, 33011-Oviedo, Spain*

Abstract: Shale oil resource systems are oil reservoirs of fine grained facies with abundant organic matter (in many cases TOC > 2%), low porosity (normally between 4 to 14%), low permeability (in the micro- to nano Darcy range) containing *in situ* generated oil or short distance migrated oil. They produce light oil or condensate, usually generated from the mid to late oil window phase. These shale oil reservoirs cannot be exploited by means of conventional production technologies (vertical wells) and may require a different type of advanced, completion and development techniques. From the point of view of organic composition these systems are complex because they contain primary organic matter but also secondary products from the thermal degradation (cracking) of primary organic matter. It is here where organic petrology contributes to understanding shale oil reservoirs by identifying and estimating what kind of primary organic matter was deposited (marine or terrigenous, algae, spores, bacteria woody remains), and what the secondary organic products are, whether oil or solid bitumen and, in this way conveying an idea of the type and degree of organic matter richness in the rocks. Moreover, organic petrography also assesses the degree of maturity reached by the organic matter which in combination with the characteristics of the organic matter will define the type of fluid generated (oil or gas) during the thermal evolution.

The Upper Formation (Turonian-Santonian age) of the organic-rich Cretaceous sequence located in the Middle Magdalena Valley (MMV) basin from Colombia is described here as one of the examples of shale oil reservoirs in which organic petrology has played a fundamental role in assessing the type of organic matter contained in the system, its provenance, paleosedimentary environment and thermal maturity. Moreover organic petrography is the only method of identifying sedimentary levels in this shale oil reservoir with high content in solid bitumen as a critical organic component in the development of organic porosity. The development of porosity contributes to the routes of migration of hydrocarbons and must be taken into account when evaluating the quality of these systems, their capacity to retain hydrocarbons (oil/gas) and their potential exploitability.

This contribution also points out the capacity of organic petrology through its various methodologies, organic petrography, the visual assessment of kerogen and palynofacies

4. Suárez-Ruiz, I., Juliao, T., Rodrigues, S., Camean, I., 2020. Optical parameters and microstructural properties of Solid Bitumens of high reflectance (Impsonites). Reflections on their use as an indicator of organic maturity. *International Journal of Coal Geology* 229.

International Journal of Coal Geology 229 (2020) 103570



Contents lists available at ScienceDirect

International Journal of Coal Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/coal



Optical parameters and microstructural properties of Solid Bitumens of high reflectance (Impsonites). Reflections on their use as an indicator of organic maturity



Isabel Suárez-Ruiz^{a,*}, Tatiana Juliao^b, Sandra Rodrigues^c, Ignacio Camean^a

^a Instituto de Ciencia y Tecnología del Carbono (INCAR-CSIC), Francisco Pintado Fe 26, 33011 Oviedo, Spain

^b ICP-ECOPETROL, Km. 7 via Piedecuesta, Piedecuesta, Santander, Colombia

^c School of Earth and Environmental Sciences, The University of Queensland, St Lucia, QLD 4072, Australia

ARTICLE INFO

Keywords:
Solid bitumen
Impsonites
Reflectance
Anisotropy
Structural order
Optical microscopy
X-Ray diffraction
Micro-Raman spectroscopy
Equivalent Vitrinite reflectance

ABSTRACT

Six solid bitumen samples from Paja Formation (Cretaceous of Colombia) were optically, chemically and structurally characterized using bulk chemistry, reflectance indicating surface (RIS), micro-Raman and X-ray diffraction (XRD) parameters. The volatile matter and carbon contents and high random reflectance ($R_o\%$) placed these solid bitumens in the category of cata-impsonites according to Jacob's classification. RIS axes (R_{MAX} , R_{INT} and R_{MIN}) form almost a sphere, and consequently, the anisotropy (Ram or bireflectance values) of these materials is very weak, comparatively to other carbonaceous materials (coals) of similar degree of evolution. The weak anisotropy character of the solid bitumen is related to the absence of pressure in the system, which did not promote the orientation of the basic structural units (BSUs) in a three-dimensional arrangement. The degree of ordering evaluated by Raman parameters, such as full width at half maximum (FWHM) of the D1 and G bands, and XRD parameters, including d_{002} and crystallite sizes L_c and L_a , showed that the solid bitumens of the Paja Formation have a low structural order equivalent to high-rank coals, specifically anthracites B ($3.0\% \leq R_o < 4.0\%$), although their reflectance values placed them in a higher rank ($R_o > 4.0\%$). The discrepancy between high reflectance and low degree of structural order can explain why some of the equations used to estimate equivalent vitrinite reflectance (R_o eq. Vite) from solid bitumens do not work universally. Taking in consideration several equations available in the literature, Jacob's equation (Jacob, 1989) was the one that fitted the R_o eq. Vite values in the range of 3.0% to 4.0%, which parallels with the degree of structural order obtained for the solid bitumens. Consequently, Jacob's equation can now be extended to solid bitumen in the range of cata-impsonites.

5. Juliao, T., Suárez-Ruiz, I., Márquez, R., Ruiz, B., 2015. Understanding the Organic Porosity Evolution with Thermal Maturity in Shales Plays. XV Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga, Colombia.



XV CONGRESO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA, 2015
"Innovar en Sinergia con el Medio Ambiente"
Bucaramanga, Colombia
Agosto 31 – Septiembre 5, 2015

88. UNDERSTANDING THE ORGANIC POROSITY EVOLUTION WITH THERMAL MATURITY IN SHALES PLAYS

Tatiana Juliao¹, Isabel Suárez-Ruiz², Robert Márquez¹, Begoña Ruiz²

¹ ECOPETROL ICP. Km 7 Vía Piedecuesta. ² INCAR-CSIC. Oviedo, España.

RESUMEN

La caracterización de los Yacimientos No Convencionales (YNC) tipo Shale Oil – Shale Gas, refiere 4 parámetros importantes (Claves) a considerar para la definición de los intervalos de interés para la producción de hidrocarburos, éstos son: Contenido Orgánico, Porosidad, Fragilidad y Contenido de hidrocarburos (aceite y/o gas). Unos de los parámetros más importantes en la caracterización de la roca generadora/reservorio en un yacimiento de Shale Gas es la porosidad. Hasta hace unos años se pensaba que el gas generado se almacenaba en los microporos de la roca (microporosidades en el kerógeno – poros menores a 2 nm), sin embargo, con este estudio se logró establecer que el principal aporte de la porosidad, ocurre en los mesoporos (2 nm – 50 nm) y macroporos (>50 nm) de la parte orgánica de la roca, sin embargo, se requiere un equilibrio en la cantidad de microporos, mesoporos y macroporos para que un yacimiento sea efectivo.

INTRODUCTION

The organic porosity plays an important role in the Unconventional Reservoir –Shale Gas-Shale Oil together another parameters as brittleness, Organic Content, and hydrocarbon types, thermal maturity. Now is known that the organic porosity enhance as the thermal maturity increase. In other hand it believed that gas and gas/light oil is stored in (smaller than 2 nm) micropores from kerogen generated during the organic matter breakdown with thermal maturity increase, in order to try understanding how is the organic porosity evolution as increase the burial temperature, we carried out an artificial maturation by means of hydrolysis experiments from an Upper Cretaceous organic-rich source rock in La Luna Formation in the Magdalena Middle Basin.

EXPERIMENTAL

The artificial maturation was carried out in Parr reactors using a methodology modified from Lewan et al 1979, Lewan 1993. The experiments were run on aliquots of same sample at temperatures between 290 and 365°C (300°C/72h, 320°C/72h, 330°C/72h, 45°C/72h, 355°C/72h y 365°C/72h). The geochemical analyses (TOC, Pyrolysis Rock Eval and Organic Petrology) and porosity analysis were carried out previous and after hydrous-pyrolysis experiments. The samples were extracted in order to eliminate bitumen or free hydrocarbon by means the solvent extraction. The porosity was measured by means of

7. Juliao-Lemus, T., Márquez-Romero, R., Plata Torres, A., Carvalho, M., 2017. Estudio de Palinofacies de la Formación La Luna en el sector Norte y Centro de la Cuenca Valle Medio del Magdalena. XVI Congreso Colombiano de Geología. Santa Marta, Colombia.



Estudio de Palinofacies de la formación La Luna en el sector norte y centro de la Cuenca Valle Medio del Magdalena

Juliao Lemus T.M.¹, Márquez Romero R.E.¹, Plata Torres A.², Carvalho M.³

INTRODUCCIÓN

Las Palinofacies refieren una asociación de materia orgánica sedimentaria (MOS) propia de un ambiente natural determinado, en la cual están registradas las condiciones ecológicas que controlaron el depósito de los sedimentos que la contienen (paleoclima, paleogeografía, asociaciones de ecosistemas variados). Por esta razón, la identificación de las palinofacies permite hacer reconstrucciones paleoambientales y paleoecológicas.

En la Cuenca Valle Medio del Magdalena (VMM), la Formación La Luna se considera como Yacimiento de interés en el campo de los No Convencionales Shale Plays. Su caracterización desde el punto de vista palinofacial, contribuye en la comprensión de la extensión de los intervalos de interés en el sector norte y central de esta cuenca. Para tal fin, se analizaron dos secciones de afloramiento al Norte de la Cuenca VMM y dos secciones de pozo en el centro de la misma.

1 Ecopetrol-ICP, Piedecuesta, Colombia

2 UT Natfrac DTH, Bucaramanga, Colombia

3 Universidad Federal de Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil

8. Suárez-Ruiz, I., Juliao, T., Márquez, R., Ruiz, B., 2017. Organic Indices to Characterize the Maturity of some Shale Oil Resource Systems: A Case Study. International Meeting of Sedimentology. Toulouse, Francia.

« International Meeting of Sedimentology 2017 – Toulouse, 10-12 October 2017 »

ORGANIC INDICES TO CHARACTERIZE THE MATURITY OF SOME SHALE OIL RESOURCE SYSTEMS: A CASE STUDY

Isabel SUÁREZ-RUIZ^(1,@), Tatiana JULIAO^(2,†), Robert MARQUEZ⁽²⁾, Begoña RUIZ⁽¹⁾

⁽¹⁾ INCAR-CSIC (Spain)

⁽²⁾ ICP-ECOPETROL (Colombia)

[@] isruiz@incarcsic.es,

[†] tatiana.juliao@ecopetrol.com.co

A shale oil resource system is an hydrocarbon system that cannot be exploited by means of conventional production technologies (vertical wells) and may require of advanced techniques for hydrocarbon extraction. This kind of systems are therefore included in the range of unconventional petroleum systems.

In the multidisciplinary assessment of a shale oil resource system the first step involves a geologic characterization of the sedimentary basin and its formations. The conditions that such a system should accomplish are: i) a TOC content of $\geq 2\%$; ii) type and nature of organic matter of high quality; iii) a thermal organic maturity inside the oil window (vitrinite reflectance: 0.7%–1.0%); iv) a prospective depth range of 1,000 m to 5,000 m; v) a shale mineralogy; and vi) other conditions such as overpressure, geologic complexity, volumetric data, oil saturation to determine the possibility of commercial exploitation of oil, etc.

Among the indices describing the organic maturity the most robust and reliable parameter is the vitrinite reflectance. However, this parameter is subject to some serious limitations. The main problem in the case of some organic-rich rocks containing kerogen Type II is the scarce to null content in vitrinite particles. In such cases it is necessary to find other indices that may approach to the maturity degree reached by the organic matter.

In the field of the organic petrology there are a series of maturity indices applied with relative success to the study of the rock thermal maturity. However, all of them have similar problems and limitations such as: short range of application, low reliability, presence/absence of components that are used as maturity indices and the most important: none of these indices are of universal application.

This work discusses the applicability of some organic indices to determine the maturity of a shale oil resource system, the La Luna Formation located in the Cretaceous sedimentary sequence from the Middle Magdalena Valley (MMV) basin in Colombia. This formation is characterized by its kerogen type II content of very high quality but also by its vitrinite paucity. The final assessment of its organic maturity by using some petrographic (solid bitumen reflectance, organic fluorescence) and geochemical (T_{max}) indices in combination, together with the organic-rock composition allowed the identification of sedimentary levels with oil generated in situ, levels with migrated oil and sedimentary levels with mixtures of oil (migrated from closer rocks and oil generated in situ).