

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**PROPUESTA DE UN MODELO DE GENERACIÓN DE
FLUIDOS PARA LAS ACUMULACIONES DE GAS DE
ORIGEN BIOGÉNICO Y TERMOGÉNICO PRESENTES EN
LA SUBCUENCA DE PLATO, VALLE INFERIOR DEL
MAGDALENA, NOROESTE DE COLOMBIA**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

Por la Ing. Pernía B., Saraí

Para optar al Título de
Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2018

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

PROPUESTA DE UN MODELO DE GENERACIÓN DE FLUIDOS PARA LAS ACUMULACIONES DE GAS DE ORIGEN BIOGÉNICO Y TERMOGÉNICO PRESENTES EN LA SUBCUENCA DE PLATO, VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA, NOROESTE DE COLOMBIA

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Karla Quintero

TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Lino Castillo

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

Por la Ing. Pernía B., Saraí

Para optar al Título de
Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2018

© Pernía Bastidas Saraí, 2018
Hecho el Depósito de Ley
Depósito legal DC2018001413



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo Especial de Grado** presentado por la ING. SARAÍ PERNÍA BASTIDAS, portadora de la Cédula de Identidad No 19.958.356, bajo el título "PROPUESTA DE UN MODELO DE GENERACIÓN DE FLUIDOS PARA LAS ACUMULACIONES DE GAS DE ORIGEN BIOGÉNICO Y TERMOGÉNICO PRESENTES EN LA SUBCUENCA DE PLATO, VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA, NOROESTE DE COLOMBIA", a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 16 de julio de 2018, a las 2:30 p.m., para que la autora lo defendiera en forma pública, lo que ésta hizo en el Centro de Procesamiento de Datos del Departamento de Física Aplicada, de la Facultad de Ingeniería mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores Dra. Karla Quintero Bonilla, M.Sc. Lenín González y M.Sc. Mauricio Hernández estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de estudio integrado de cuencas y sistemas petrolíferos y el jurado por unanimidad le asigna la calificación de "APROBADO".

En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los DIECISEIS (16) días del mes de JULIO del año 2018, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado la Dra. Karla Quintero Bonilla.

M. Sc. Lenin González
C.I. 12.259.380
(JURADO)
FI-UCV

M.Sc. Mauricio Hernández
C.I. 13.608.027
(JURADO)
Pdvsá-INTEVEP



Dra. Karla C Quintero Bonilla
C.I. V- 16.589.488
(TUTORA)
FC-UCV

DEDICATORIA

*... A los profesionales que tuvimos que emigrar de
Venezuela y a los que se quedaron a apostar por ella...*

AGRADECIMIENTOS

Gracias a:

Dios, por ser el guía principal de cada paso que decido dar en mi vida.

La Ilustre Universidad de Venezuela por ser casa de conocimiento, ciencia, política y arte.

La Escuela de Geología, Minas y Geofísica y la Escuela de Geoquímica por ser templo de geociencias y geocientíficos.

Mi tutora académica, profesora, Karla Quintero, por su valioso aporte a mis conocimientos, por su colaboración, disposición, tolerancia, paciencia y perseverancia para lograr el objetivo pese a tantas dificultades y limitaciones y al profesor Jesús González por toda su colaboración.

La empresa Pacific E&P, por darme la oportunidad de desarrollar esta investigación y darme acceso a los datos utilizados.

Mi tutor industrial, Lino Castillo, por aceptar el reto y guiar mis primeros pasos dentro de la geoquímica orgánica.

Los profesores: Lenin González, Ricardo Alezones, Franco Urbani, Franc Audemar, Rutman Hurtado, David Mendi, por ser los pilares de mi formación geocientífica.

La profesora Katherine Silva por estar siempre que la necesité, incondicionalmente.

Las profesoras Liliana López y Maria del Carmen Gómez por sus conocimientos impartidos necesarios en el desarrollo de este trabajo.

Los señores Robert Yibirín, Antonello Liliú, Gustavo Hernández, Juan Francisco Arminio y Felipe Párraga, quienes me recibieron en Pacific E&P y confiaron en mí para desarrollar esta investigación.

Mi mami, mi papi, mi hermanita, mi cuñado y mi sobrinito, por ser mi fortaleza y mi motivo.

Pernía B., Sarai

**PROPUESTA DE UN MODELO DE GENERACIÓN DE FLUIDOS PARA
LAS ACUMULACIONES DE GAS DE ORIGEN BIOGÉNICO Y
TERMOGÉNICO PRESENTES EN LA SUBCUENCA DE PLATO, VALLE
INFERIOR DEL MAGDALENA, NOROESTE DE COLOMBIA**

**Tutor Académico: Prof. Karla Quintero. Tutor Industrial: Msc. Lino
Castillo. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería
Geológica. Año 2018, 182 p.**

Palabras Claves: Sistema petrolero, Modelo geoquímico, Gas biogénico, Gas
termogénico, Biomarcadores.

Resumen. Se presenta un modelo de generación de fluidos para los hidrocarburos encontrados en los miembros informales C y D de la Formación Porquero dentro de la Subcuenca de Plato, Valle Inferior del Magdalena. El modelo fue desarrollado a partir de la integración de datos sedimentológicos, geofísicos, bioestratigráficos y geoquímicos de 8 pozos dentro del área en estudio. La roca generadora evaluada presenta un potencial de generación de bueno a muy bueno, con una calidad de querógeno tipo III y una madurez térmica que la ubica al inicio de la ventana de generación de hidrocarburos (metano y condensado). Los crudos analizados (condensado por su gravedad API de 52° a 58°) fueron clasificados como crudos parafínicos (SARA) y a partir del análisis de biomarcadores se estableció que la materia orgánica de la que provienen es de origen terrestre, su roca generadora es de tipo siliciclástica sedimentada bajo condiciones disóxicas a subóxicas y son térmicamente maduros. Los gases analizados, fueron clasificados genéticamente a partir de su composición molecular e isotópica dando como resultado un origen mixto, principalmente termogénico temprano con una fracción importante de biogénico. El modelo 1D de la cuenca, permitió establecer que la generación de hidrocarburos en la subcuenca de Plato inició entre 14 y 11 Ma aproximadamente, y que las rocas generadoras están en ventana de generación temprana a máxima de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica, con una reflectancia de vitrinita %Ro entre 0,45 y 0,80%. Además, se propone que la generación del gas biogénico ocurrió entre 15,00 y 11,00 Ma, aproximadamente, donde se presentaban las condiciones óptimas para la generación de este tipo de hidrocarburo. Finalmente, se sugiere que los fluidos han sido generados, acumulados y preservados *in situ*, y se propone un sistema petrolero Porquero – Porquero (!).

Pernía B., Sarai

**PROPOSAL OF A MODEL OF GENERATION OF FLUIDS FOR
ACCUMULATIONS OF GAS OF BIOGENIC AND THERMOGENIC
ORIGIN PRESENT IN THE PLATO SUB-BASIN, LOWER MAGDALENA
BASIN, NORTHWEST OF COLOMBIA**

Academic Tutor: Prof. Karla Quintero. Industrial Tutor: Msc. Lino Castillo.

Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería

Geológica. Year 2018, 205 p.

Key Words: Petroleum system, geochemical model, biogenic gas, thermogenic gas, biomarkers.

Abstract. A fluid generation model for the hydrocarbons found in the informal members C and D of the Porquero Formation is presented in the Plato Sub-basin, Lower Magdalena Valley. The model was developed from the integration of sedimentological, geophysical, biostratigraphic and geochemical data from 8 wells within the study area. The evaluated source rock has a good to very good generation potential, with a quality of kerogen type III and a thermal maturity that locates it at the beginning of the hydrocarbon generation window (methane and condensate). The crude analyzed (condensed by API gravity from 52 ° to 58 °) were classified as paraffinic crude (SARA) and from the analysis of biomarkers it was established that the organic matter from which they come is of terrestrial origin, its generating rock is of siliciclastic type sedimented under suboxic and non-oxic conditions and are thermally mature. The gases analyzed were genetically classified from their molecular and isotopic composition, resulting in a mixed origin, mainly early thermogenic with an important biogenic fraction. The 1D model of the basin, made it possible to establish that generation of hydrocarbon in the Plato subbasin started between approximately 14 and 11 Ma, and that the source rock is between early to maximum generation window according to the Galimov model (1988) for humic organic matter, with a reflectance of vitrinite, %Ro, between 0.45 and 0.80%. In addition, it is proposed that biogenic gas generation occurred between approximately 15.00 and 11.00 Ma, where the optimal conditions for the generation of this type of hydrocarbon were presented. Finally, it is suggested that the fluids have been generated, accumulated and preserved in situ, and a petroleum system is proposed Porquero - Porquero (!).

ÍNDICE DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	21
1.1. Planteamiento del problema	22
1.2. Antecedentes	23
1.3. Objetivos	24
2. MARCO GEOLÓGICO	26
2.1. Evolución tectónica de la Cuenca del Valle Inferior de Magdalena	27
2.1.1. Fase I – Extensión	27
2.1.2. Fase II – Transición.....	28
2.1.3. Fase III – Inversión	29
2.2. Estratigrafía de la Cuenca del Valle Inferior de Magdalena	31
2.3. Modelo sedimentológico	33
2.4. Sistema petrolero de la Subcuenca de Plato - Cuenca del Valle Inferior de Magdalena.....	37
3. MARCO TEÓRICO	40
3.1. Sistema petrolero	40
3.1.1. Elementos del Sistema Petrolero.....	41
3.1.2. Procesos del sistema petrolero	44
3.1.3. Aspectos temporales y espaciales del sistema petrolero	47
3.2. Métodos analíticos para la caracterización de la roca generadora	48
3.2.1. Medición del Carbono Orgánico Total (COT).....	48
3.2.2. Técnica de Pirólisis Rock-Eval	50
3.2.3. Petrografía orgánica	54
3.3. Caracterización geoquímica del petróleo a través de las técnicas de CG y CG-EM.....	58
3.3.1. Cromatografía de gases (CG) y espectrometría de masas (EM)	58

3.4.	Hidrocarburos gaseosos.....	60
3.4.1.	Gas biogénico.....	62
3.4.2.	Gas termogénico.....	66
4.	MARCO METODOLÓGICO	69
4.1.	Análisis y validación de información	69
4.2.	Modelado del sistema petrolero	70
4.2.1.	Componente geológico y geofísico.....	70
4.2.2.	Componente geoquímico	77
4.2.3.	Generación de hidrocarburos – Modelo 1D.....	87
5.	RESULTADOS, ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN	91
5.1.	Análisis y validación de información y datos disponibles	91
5.2.	Determinación de las principales discordancias estratigráficas y modelo tectonoestratigráfico.....	94
5.2.1.	Espesores erosionados – Principales discordancias.....	94
5.2.2.	Interpretación de líneas sísmicas 2D.....	97
5.2.1.	Integración tectonoestratigráfica.....	102
5.3.	Evaluación y caracterización geoquímica de la roca generadora.....	102
5.3.1.	Potencial de generación.....	102
5.3.2.	Calidad de la roca generadora.....	106
5.3.3.	Madurez térmica de la roca generadora	109
5.4.	Evaluación geoquímica de hidrocarburos	111
5.4.1.	Características físicas del crudo	111
5.4.2.	Análisis geoquímico del condensado	113
5.4.1.	Análisis geoquímico del gas.....	136
5.5.	Modelo geoquímico del sistema petrolero – 1D.....	140
5.5.1.	Evolución térmica y madurez de la roca.....	142

5.5.2. Generación de hidrocarburos	148
5.5.3. Carta de eventos del sistema petrolero.....	168
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	171
6.1. Conclusiones	171
6.2. Recomendaciones.....	173
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	174

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación geológica de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena. ...	26
Figura 2. Esquema de la evolución tectónica propuesta en tres fases principales (Mata, 2014).....	27
Figura 3. Resumen esquemático de la evolución tectónica del VIM. Tomado de Bernal <i>et al.</i> , 2015.	30
Figura 4. Columna estratigráfica tipo para el área de estudio. Tomado de Pacific EyP, 2015.	33
Figura 5. Vista 3D de la discordancia basal del Mioceno Temprano en la región Centro - Sur de la subcuenca de Plato en el VIM interpretada utilizando sísmica 2D (DiLuca, 2013 en Pacific E y P, 2015).....	34
Figura 6. Mapa estructural de la discordancia basal del Mioceno Temprano (Azuaje, 2013 en Pacific E y P, 2015).....	34
Figura 7. Modelo sedimentológico conceptual del bloque Guama y su relación con la discordancia basal del Mioceno Temprano (Gosh, 2013 y DiLuca, 2013 en Pacific E y P, 2015).....	35
Figura 8. Características de los yacimientos “play” tipo Pedernalito-1X (Arminio <i>et al.</i> , 2016).	36
Figura 9. Características de los yacimientos “play” tipo Pedernalito-1X (Arminio <i>et al.</i> , 2016).	36
Figura 10. Gráfico de van Kravelen de cuatro pozos basado en datos de pirólisis de Rock - Eval, que muestra el querógeno tipo III dominante y menor aporte de querógeno tipo II / III de bajo rendimiento. Tomado de Arminio <i>et al.</i> , 2016.	37
Figura 11. Valores de COT medidos de las lutitas de Porquero en el Campo Guama vs gráfico de profundidad. Tomado de Arminio <i>et al.</i> , 2016.....	38
Figura 12. Gráfico de Reflectancia de Vitrinita vs Profundidad de cuatro pozos de Guama que muestran las condiciones de madurez térmica de la lutita de Porquero. Tomado de Arminio <i>et al.</i> , 2016.	38
Figura 13. Esquema general de la generación de hidrocarburos en función del soterramiento de la roca generadora. Tomado y modificado de Tissot y Welte, 1984.	44

Figura 14. Modelo de generación de hidrocarburos en función de las transformaciones catagenéticas de la materia orgánica (Galimov, 1988).....	45
Figura 15. Representación esquemática del pirograma obtenido mediante el análisis de pirolisis rock - eval (Tomado de McCarthy <i>et al.</i> , 2011).....	50
Figura 16. Diagrama de van Krevelen (Tomado de McCarthy <i>et al.</i> , 2011)	53
Figura 17. Coloración de los conodontos para cada valor del IAC y el rango de temperatura al que les corresponde. Tomado de Blanco y Sanz (2012).....	56
Figura 18. Interpretación de datos de reflectancia de vitrinitas (%Ro). Tomado de Gómez (2016).....	57
Figura 19. Clasificación de los biomarcadores y marcadores aromáticos. Tomado de López (2013).	59
Figura 20. Clasificación genética del metano a partir de la relación molecular $C_1/(C_2+C_3)$ y la composición isotópica $\delta^{13}C_1$ (Bernard y Brooks., 1977).....	61
Figura 21. Clasificación genética del metano (Schoell, 1983).....	61
Figura 22. Sucesión de ecosistemas microbianos que conducen a la generación de metano. Tomado y modificado de Welte, 1972 en Rice y Claypool, 1981.	64
Figura 23. Tipos de craqueo de los hidrocarburos termogénicos con base en la relación entre la diferencia isotópica del etano y el propano ($\delta^{13}C_2 - \delta^{13}C_3$) versus la relación etano/propano (C_2/C_3). Lorrant <i>et al.</i> , 19988 en Vaz dos Santos, 2004..	67
Figura 24. Esquema referencial de la información contenida en la base de datos generada.	70
Figura 25. Información geofísica y de pozos analizados.	71
Figura 26. Zonación paleobatimétrica y paleoambiental. Tomado de BIOSS (2016).	71
Figura 27. Flujograma de trabajo para la generación del modelo geológico.	72
Figura 28. Representación gráfica de las pendientes de compactación promedio por cada unidad formacional.	73
Figura 29. Representación gráfica de la extrapolación logarítmica de las pendientes de compactación promedio por cada unidad formacional.....	74
Figura 30. Representación gráfica del procedimiento para el cálculo de los espesores erosionados intraformacionales y en superficie.	75

Figura 31. Representación gráfica del procedimiento para el cálculo del espesor erosionado en superficie a partir de datos de %Ro.	76
Figura 32. Flujograma de trabajo para la generación del modelo geoquímico 1D.	78
Figura 33. Perfiles geoquímicos construidos para caracterizar geoquímicamente la roca generadora	79
Figura 34. Diagramas y gráficos cruzados utilizados para caracterización geoquímica de los hidrocarburos a partir de biomarcadores alifáticos. Tomados de López, 2013.....	80
Figura 35. Diagramas utilizados para caracterización geoquímica de los hidrocarburos a partir de biomarcadores aromáticos y marcadores aromáticos. Tomados de López, 2013.....	81
Figura 36. Diagramas de clasificación genética del metano, basado en la composición de los gases y relaciones isotópicas. Tomados de Bernard y Brooks (1977) y Schoell (1983).	81
Figura 37. Esquema para la interpretación del $\Delta \text{Log R}$. Modificado de Passey <i>et al.</i> (1990).....	82
Figura 38. Equivalencia de valores medidos de %Ro. con valores de LOM. Tomado de Tissot y Welte (1984).	84
Figura 39. Determinación de S2 a partir del COT y LOM para materia orgánica tipo III. Tomado de Gómez (2016).	86
Figura 40. Determinación del factor “F” de la metodología de Dow (1987) en Gómez (2016).....	87
Figura 41. Gráficos para la calibración del modelado 1D.	88
Figura 42. Diagramas de soterramiento con la evolución de la madurez térmica (%Ro) en el tiempo.	89
Figura 43. Diagramas de soterramiento con la evolución de la temperatura (°F) en el tiempo.....	89
Figura 44. Tasa de generación de gas biogénico en función de la temperatura... ..	90
Figura 45. Generación de hidrocarburos termogénicos (gas y condensado).	90
Figura 46. Carta de eventos del sistema petrolero.	90

Figura 47. Distribución areal de la información disponible en los pozos utilizados.	92
Figura 48. Información sísmica disponible y utilizada.	92
Figura 49. Distribución de los registros de pozo disponible en los pozos utilizados.	93
Figura 50. Distribución de la información de bioestratigrafía disponible en los pozos utilizados.....	93
Figura 51. Distribución de la información de geoquímica de roca (rock-eval) disponible en los pozos utilizados.....	94
Figura 52. Distribución de la información de geoquímica de fluidos (CG y CG-EM) disponible en los pozos utilizados.....	94
Figura 53. Cálculo de espesores erosionados intraformacional y en superficie pozo P2 (izquierda) y pozo P3 (derecha).	95
Figura 54. Cálculo de espesores erosionados intraformacional y en superficie pozo P4 (izquierda) y pozo P5 (derecha).	96
Figura 55. Cálculo de espesores erosionados intraformacional y en superficie pozo P6 (izquierda) y pozo P7 (derecha).	96
Figura 56 Interpretación sísmica 2D - Sección NW – SE.....	99
Figura 57 Interpretación sísmica 2D - Sección SW – NE, Paleocañón.	100
Figura 58 Interpretación sísmica 2D - Sección SW –NE, Diapiros de lodo.	101
Figura 59. Registros de %COT (curva roja) construidos a partir de la metodología de Passey et. al. (1990) y calibrados con datos medidos por pirolisis rock-eval (puntos negros). Los intervalos rellenos con color verde indican un %COT > 1,5.	103
Figura 60. Registros de %COT (curva roja) construidos a partir de la metodología de Passey et. al. (1990); considerando la litología presente (%COT=0 para intervalos de arenisca). Los intervalos rellenos con color verde indican un %COT > 1,5.	104
Figura 61. Potencial de generación de los intervalos de roca generadora en estudio a partir del %COT.	106
Figura 62. Diagrama de van Krevelen – Calidad de la roca generadora.....	107
Figura 63. Perfiles geoquímicos – Pozo P3.	107

Figura 64. Perfiles geoquímicos – Pozo P5.	108
Figura 65. Perfiles geoquímicos – Pozo P8.	108
Figura 66. Modelo de generación de hidrocarburos en función de las transformaciones catagenéticas de la materia orgánica (Galimov, 1988).....	109
Figura 67. Grado de madurez de acuerdo con el %Ro y fluido generado de acuerdo con el modelo de generación de Galimov, 1988.	110
Figura 68. Grado de madurez de acuerdo con el T _{máx} y fluido generado de acuerdo con el tipo de materia orgánica (querógeno tipo III).	110
Figura 69. Ubicación estratigráfica de las muestras de fluido analizadas (bandas verdes).	111
Figura 70. Clasificación de las muestras de hidrocarburos analizadas en función de su composición SARA (Tissot y Welte, 1984).	113
Figura 71. Fragmentograma m/z 191 para la muestra de crudo correspondiente al pozo P4.....	114
Figura 72. Fragmentograma m/z 217 para la muestra de crudo correspondiente al pozo P4.....	114
Figura 73. Origen de la materia orgánica a partir de la relación terrígenos/acuáticos, TAR.....	116
Figura 74. Aporte relativo de materia orgánica terrestre a partir del índice de oleanano.	117
Figura 75. Patrón de distribución de los esteranos regulares C ₂₇ , C ₂₈ y C ₂₉	118
Figura 76. Distribución de esteranos, indicando ambiente de sedimentación de la roca generadora de acuerdo con Huang y Meinshein (1979) en Killops y Killops (2005).	119
Figura 77. Relación esteranos/hopanos como indicadora del origen de la materia orgánica en la roca generadora.....	120
Figura 78. Condiciones redox del ambiente de sedimentación de la roca generadora a partir de la relación Pr/Ft.....	121
Figura 79. Ambiente de sedimentación, condiciones redox y tipo de querógeno de la roca generadora a partir de la relación Pr/n-C ₁₇ vs Ft/n-C ₁₈	122
Figura 80. Condiciones redox del ambiente de sedimentación de la roca generadora a partir del índice de homohopanos.	123

Figura 81. Patrón de distribución de los homohopanos de 31 a 35 átomos de Carbono, a partir de las proporciones de cada uno de los compuestos presentes en las muestras en estudio.....	124
Figura 82. Patrón de distribución en forma de “escalera” de los metildibenzotiofeno 4-metil, 2-3metil y1-metil, a partir de los valores de área reportados para cada uno de ellos.	126
Figura 83. Ambiente de sedimentación y litología asociada de la roca generadora a partir de las relaciones DBT/Fenantreno y Pr/Ft.	127
Figura 84. Madurez térmica de acuerdo a la relación de esteranos de C ₂₉	131
Figura 85 Madurez térmica de acuerdo a la relación moretanos/hopanos.	132
Figura 86. Madurez térmica basada en el índice de metilfenantrenos (IMF) y % Rc.	134
Figura 87. Correlación aproximada entre algunos parámetros geoquímicos de madurez térmica y las etapas de generación de crudo. Tomado y modificado de Killops y Killops (2005).	135
Figura 88. Clasificación genética a partir de Bernard y Brooks, 1977.	137
Figura 89. Clasificación genética a partir de Schoell, 1983.....	138
Figura 90. Diagrama de clasificación de gas biogénico y termogénico a partir de los valores de $\delta^{13}C_1$ y δD_{metano} de acuerdo con Whiticar <i>et al.</i> 1986 en Whiticar, 1999.	139
Figura 91. Determinación de proporción de gas biogénico y termogénico.	140
Figura 92. Diagrama de soterramiento del pozo P3, obtenido del modelado geoquímico 1D.	141
Figura 93. Gráficos de calibración para el pozo P3.	142
Figura 94. Evolución térmica y madurez de las rocas en los pozos analizados..	143
Figura 95. Evolución térmica y madurez de las rocas en el pozo P3.....	145
Figura 96. Evolución térmica y madurez de las rocas en el pozo P4.....	146
Figura 97. Evolución térmica y madurez de las rocas en el pozo P5.....	147
Figura 98. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P2.....	150
Figura 99. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P2.	151
Figura 100. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P3...	153

Figura 101. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P3.....	154
Figura 102. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P4...	156
Figura 103. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P4.....	157
Figura 104. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P5...	159
Figura 105. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P5.....	160
Figura 106. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P6...	162
Figura 107. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P6.....	163
Figura 108. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P8...	165
Figura 109. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P8.....	166
Figura 110. Carta del sistema petrolero Porquero – Porquero (?) para el pozo P2.	169

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de rocas generadoras en función del COT. Tomado de Peters <i>et al.</i> (2005).....	41
Tabla 2. Clasificación de rocas generadoras de acuerdo a su madurez. Tomado de Peters <i>et al.</i> (2005)	42
Tabla 3. Valoración en función de la porosidad y permeabilidad de las rocas reservorio más comunes (Levorsen, 1967 en Tissot y Welte, 1984)	43
Tabla 4. Clasificación de rocas generadoras en función de los valores de S1 y S2 (Peters y Cassa, 1994 en Magoon y Dow, 1994).	51
Tabla 5. Tipos de querógeno y fluido obtenido, en función de parámetros geoquímicos (Peters y Cassa, 1994 en Magoon y Dow, 1994).....	51
Tabla 6. Grado de madurez de acuerdo al parámetro T _{máx} (Peters y Cassa, 1994 en Magoon y Dow, 1994).	52
Tabla 7. Índice de alteración en función de la coloración de palinomorfos (McCarthy <i>et al.</i> , 2011).....	55
Tabla 8. Grado de madurez a partir de los valores de R _o y fluido asociado (McCarthy <i>et al.</i> , 2011).....	57
Tabla 9. Hidrocarburos gaseosos generados durante las etapas de madurez térmica (Tissot y Welte, 1984).....	60
Tabla 10. Información y datos disponibles en los pozos seleccionados para el modelo.....	69
Tabla 11. Intervalos seleccionados como roca generadora en cada pozo modelado.	85
Tabla 12. Información disponible de los pozos incluidos en el modelo geoquímico.	91
Tabla 13. Espesores erosionados intraformacionales y en superficie.	95
Tabla 14. %COT en los intervalos seleccionados como roca generadora en cada pozo modelado.	105
Tabla 15. Gravedad API de las muestras de crudo analizadas.....	112
Tabla 16. Composición en peso de las muestras de crudo analizadas.	112

Tabla 17. Composición SARA y contenido de gas de las muestras de crudo analizadas.	112
Tabla 18. Valores de n-alcenos utilizados para el cálculo del TAR.	115
Tabla 19. Valores de los terpanos C ₂₃₋₃ y C ₂₄₋₄ para evaluar el origen de la materia orgánica.	116
Tabla 20. Índice de oleanano para evaluar el origen de la materia orgánica.	117
Tabla 21. Abundancia relativa de los esteranos regulares C ₂₇ , C ₂₈ y C ₂₉	118
Tabla 22. Valores obtenidos de la relación esteranos/hopanos.	120
Tabla 23. Valores de la relación entre los isoprenoides acíclicos pristano y fitano (Pr/Ft).	121
Tabla 24. Relación entre los isoprenoides (Pr y Ft) y su n-alceno correspondiente (n-C ₁₇ y n-C ₁₈).	122
Tabla 25. Proporción relativa de los homohopanos de 31 a 35 átomos de Carbono.	124
Tabla 26. Relación diasteranos/esteranos regulares.	125
Tabla 27. Valores reportados para los metildibenzotiofeno 4-metil, 2-3metil y 1-metil.	126
Tabla 28. Valores reportados de dibenzotiofeno y fenantreno y su relación.	127
Tabla 29. Valores de CPI y OEP de acuerdo a varios autores.	129
Tabla 30. Relación de los isómeros S y R en el 17 α (H) hopano C ₃₂	129
Tabla 31. Valores obtenidos para la relación Ts/(Ts+Tm).	130
Tabla 32. Valores obtenidos para la relación del estero regular C ₂₉ 20S y C ₂₉ $\beta\beta$	130
Tabla 33. Valores obtenidos para la relación moretanos/hopanos.	131
Tabla 34. Valores obtenidos para la relación de esteranos monoaromáticos (MAS), triaromáticos (TAS) y monoaromáticos-triaromáticos (MAS-TAS).	133
Tabla 35. Valores obtenidos del índice metilfenantreno (IMF-1) y de la vitrinita equivalente (%Rc).	134
Tabla 36. Composición molecular de las muestras de gas analizadas.	136
Tabla 37. Composición molecular del componente hidrocarburo de los gases analizados.	136

Tabla 38. Isótopos de carbono del metano, etano y propano e isótopos de hidrógeno del metano en las muestras de gas analizadas.....	137
Tabla 39. Composición genética de las muestras de gas analizadas.....	140
Tabla 40. Generación de hidrocarburos en los pozos modelados.....	167

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca del Valle Inferior del Magdalena se localiza en el noroeste de Colombia, tiene una longitud aproximada de 355 km a lo largo de su eje Norte - Sur y de 240 km de Oeste a Este. La superficie total aproximada es de 41865 km², presenta una topografía relativamente plana y un espesor estratigráfico de hasta 8 km (Arminio *et al.*, 2011). Tiene un registro litológico que cubre sedimentos desde el Oligoceno al Reciente (Reyes *et al.*, 2000b), con presencia de sedimentos paleógenos hacia el cinturón plegado de San Jacinto (Arminio *et al.*, 2011). Toda la columna litológica, ha sido afectada por la tectónica regional dominada por la interacción de las placas Caribe y Suramérica.

Algunos autores como Reyes *et al.* (2000a), Reyes *et al.* (2000b) y Mata (2014), entre otros, han trabajado en el área de estudio, caracterizándola estructural, estratigráfica y sedimentológicamente. Otros autores como Vargas y Mantilla (2006), se han enfocado más hacia la caracterización y modelado geoquímico, sin embargo, las acumulaciones presentes en el intervalo de interés de esta investigación no han sido entendidas por completo respecto a la mezcla de gases biogénicos / termogénicos y condensado, por lo que surge la necesidad de plantear esta investigación para dar respuesta sobre el origen y procesos a los que estuvieron expuestos la roca generadora y los hidrocarburos generados que hoy hacen parte de esta acumulación en el yacimiento.

Esta cuenca se divide en dos depocentros principales conocidos como la subcuenca de Plato al Norte y la subcuenca de San Jorge al Sur, separadas por un alto de basamento llamado Arco de Magangué (Reyes *et al.*, 2000b). El objetivo de esta investigación enfocado en la subcuenca de Plato, donde la interpretación cronoestratigráfica propuesta por Reyes *et al.* (2000b), permite separar tres secuencias limitadas por discordancias regionales, denominadas de la más antigua a la más reciente: Secuencia Ciénaga de Oro (Oligoceno-Mioceno Temprano), Secuencia Porquero-Tubará (Mioceno Medio-Tardío) y Secuencia Corpa (Plioceno-Reciente). En la actualidad, la cuenca está experimentando

levantamiento tectónico en Plato, con la exhumación parcial del Plioceno y Mioceno, y el hundimiento en San Jorge (Arminio *et al.*, 2011).

El área de estudio es prospectiva para hidrocarburos derivados desde el Oligoceno al Mioceno Temprano (Arminio *et al.*, 2011). Este estudio se enfocará en caracterizar las rocas de edad Mioceno Temprano superior, Formación Porquero, específicamente las unidades informales C y D, donde existe incertidumbre sobre la generación del fluido presente (mezcla de gas biogénico, gas termogénico y condensado), lo cual es imprescindible conocer para elaborar estrategias de exploración y producción acertadas, por lo que surge la necesidad de proponer un modelo de generación de fluidos para las acumulaciones presentes en este intervalo. Para cumplir los objetivos planteados, se empleó una metodología que consistió inicialmente en la recopilación, análisis y organización de la información y datos disponibles. Posteriormente, se construyó un modelo integrado 1D del sistema petrolero a partir de la evaluación completa de cuatro componentes modulares: (1) geológicos y geofísicos; (2) geoquímicos (mediante análisis convencional y no convencional); (3) generación de hidrocarburos y (4) preservación de hidrocarburos. Finalmente, se interpretaron y presentaron los resultados obtenidos, conclusiones y recomendaciones.

1.1. Planteamiento del problema

En el área en estudio se han realizado algunos trabajos enfocados en la caracterización geoquímica de los hidrocarburos presentes, sin embargo, la acumulación presente en el intervalo de interés no ha sido entendida por completo respecto a la mezcla de gases biogénicos / termogénicos y condensado presentes en el yacimiento, por lo que surge la necesidad de plantear esta investigación para dar respuesta acerca del origen y los procesos a los que estuvo expuesta la roca generadora y los hidrocarburos generados que hoy hacen parte de esta acumulación en el yacimiento, lo que permitirá optimizar su desarrollo y aportará información para conseguir otras acumulaciones análogas.

1.2. Antecedentes

En el área en estudio, se han realizado investigaciones de índole geológica y geoquímica que servirán como base para el desarrollo de esta investigación, a continuación, se presentan algunos de estos trabajos:

- Vargas y Mantilla (2006) realizaron modelados geoquímicos 1D y 3D para lograr el entendimiento de la historia de generación y carga de hidrocarburos en la parte Suroccidental de la subcuenca de Plato de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena. Para esto, utilizaron datos geoquímicos de rocas y crudos y datos de temperatura de fondo (BHT) de los pozos Flor del Monte-1, Magangue-1, Yati-1 y Porquera-1. De acuerdo a los resultados obtenidos con la simulación 1D, el periodo crítico de carga está concentrado entre el Mioceno Tardío y Plioceno (11-2 Ma). El mayor riesgo por sincronismo se presenta para estructuras producto de la deformación más reciente (Plioceno), mientras que las estructuras formadas antes del Mioceno Medio, presentan el menor riesgo. En cuanto a la simulación 3D, ellos indicaron que existen al menos dos áreas prospectivas dentro de la zona estudiada. Desde el punto de vista de carga de hidrocarburos, se presentan excelentes oportunidades de encontrar hidrocarburos, asociados a entrampamientos en la Formación Ciénaga de Oro principalmente.

- Reyes *et al.* (2000a) presentaron un modelo evolutivo tectonoestratigráfico del Valle Inferior del Magdalena, donde plantean que las condiciones tectónicas y estratigráficas indican un proceso evolutivo poli-histórico asociado a zonas de colisión oblicua y fallamiento de rumbo, con un periodo inicial de cuenca transrotacional, seguido por uno, con características de cuenca marginal estable y finalizando con eventos compresivos y transpresivos asociados a la orogenia Andina. Finalmente, ellos concluyen que cada uno de bloques generados durante esa evolución se comportan de manera independiente lo cual es muy importante conocer desde el punto de vista exploratorio y, proponen estudiar cada cuenca según las regiones tectonoestratigráficas, al momento de generar estrategias exploratorias futuras.

- Reyes *et al.* (2000b) realizan un estudio sobre las regiones tectono-sedimentarias en el Valle Inferior de Magdalena, y plantean trece regiones, las cuales se formaron durante los eventos geológicos de extensión, compresión y

rumbo, dominantes en la cuenca desde comienzo del Terciario y han tenido efectos sobre la sedimentación hasta el reciente. La definición de estas regiones tectono-sedimentarias permiten determinar diferentes tipos de *play*. Finalmente, ellos definen que en las regiones asociadas al cinturón plegado de San Jacinto las trampas son principalmente estructurales, en el depocentro de la subcuenca de Plato el objetivo exploratorio es estratigráfico con una componente estructural limitada y en las regiones asociadas a las plataformas calcáreas del Mioceno Temprano, los *play* estratigráficos se asocian a cambios laterales de facies, con una componente estructural limitada.

- Mata (2014) presenta un análisis de la evolución estructural y estratigráfica de la subcuenca de Plato, integrando información presentada en estudios estructurales previos, modelos tectono estratigráficos propuestos por diferentes autores e incorporando nuevos datos de sísmica 2D y datos biostratigráficas recientes. Finalmente, presenta un modelo de evolución tectono-estratigráfica a una escala más regional donde concluye que el marco tectónico para el desarrollo de la cuenca incluye una zona de subducción y la presencia de un prisma de acreción, los dos elementos básicos para definir una cuenca tipo antearco, además de otros elementos importantes que afectan la evolución de la cuenca, tales como la presencia de un sistema de falla rumbo deslizante y el desarrollo de una subducción plana por debajo del VIM.

1.3. Objetivos

1.3.1.1. Objetivo general

Proponer un modelo de generación de fluidos para las acumulaciones de gas de origen biogénico y termogénico presentes en la Subcuenca de Plato, Valle Inferior del Magdalena, Noroeste de Colombia.

1.3.1.2. Objetivos específicos

- Recopilar y validar la información geológica y geoquímica disponible del área de estudio necesaria para el modelado de la evolución térmica de la cuenca.

- Determinar las principales discordancias estratigráficas a partir de registros de pozo y secciones sísmicas y asociarlo a un modelo tectonoestratigráfico existente.
- Evaluar la calidad de la roca generadora a partir del cálculo del carbono orgánico total (COT) a partir de los registros de pozo y su calibración con el COT medido.
- Describir geoquímicamente la roca generadora del intervalo en estudio a partir de datos obtenidos de pirólisis rock-eval.
- Valorar geoquímicamente el crudo a partir de datos obtenidos de análisis de cromatografía de gases (CG) y cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masa (CG-EM).
- Generar el modelado geoquímico de la cuenca a través de programas especializados.
- Proponer un modelo integral que explique la generación, mezcla (gas biogénico / gas termogénico) y acumulación de los gases presentes en las Unidades D y C de la Formación Porquero en el área de la subcuenca del Plato.

CAPÍTULO II

2. MARCO GEOLÓGICO

La cuenca del Valle Inferior del Magdalena (VIM) se encuentra ubicada geográficamente al Noreste de Colombia. Geológicamente, se ubica entre el cinturón plegado de San Jacinto (CPSJ) al occidente, el sistema de fallas Santa Marta – Bucaramanga (SFBSM) al Norte y Nororiente (Sierra Nevada de Santa Marta), y las estribaciones de la Cordillera Central (CC) al Sur (Reyes *et al.*, 2000a) (Figura 1).

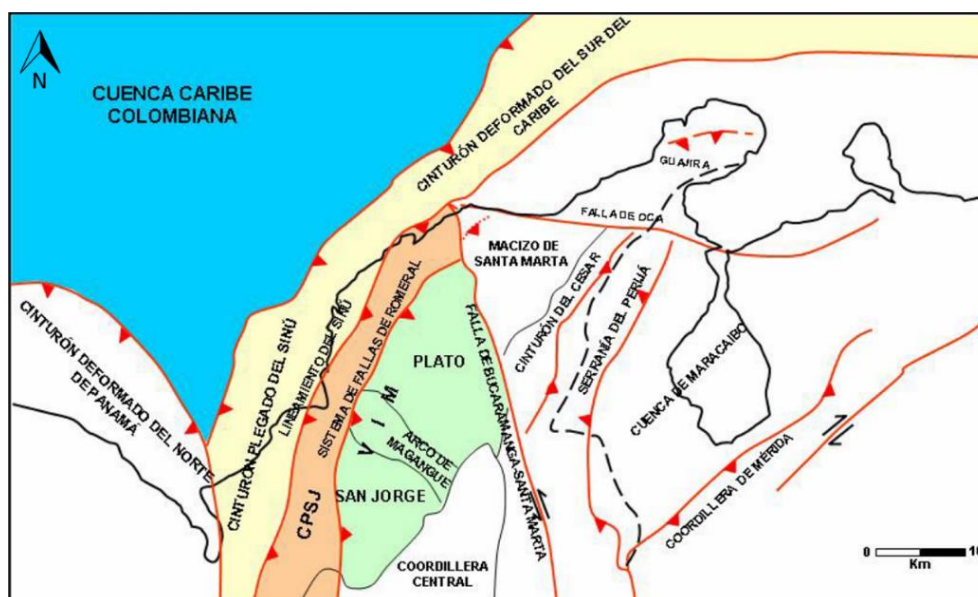


Figura 1. Ubicación geológica de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena.

La Cuenca del Valle Inferior de Magdalena comprende dos depocentros o subcuencas principales: San Jorge y Plato, las cuales están separadas por el Arco de Magangué. Sin embargo, algunos autores (Reyes *et al.*, 2000a) han incorporado dentro del VIM otros elementos como el Cinturón plegado de San Jacinto (CPSJ) y la cuenca Sinú (o Sinú-Barranquilla), los cuales según Laverde (2000) y Cediél *et al.* (2003) en Ceron *et al.* (2007), pertenecen a lo que se ha denominado Cuencas del Caribe.

2.1. Evolución tectónica de la Cuenca del Valle Inferior de Magdalena

Debido a la complejidad tectónica sobre la que se encuentra la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena se han propuestos varios modelos para explicar la formación de la misma, siendo sólo algunos los expuestos en el Anexo 1.

En general, la Cuenca VIM, se caracteriza por ser una cuenca peri-caribe multifásica de edad paleógeno al reciente, que ha sido descrita como cuenca antearco (Ladd, 1984; Mantilla *et al.*, 2009), cuenca pull apart – retroarco (Flinch, 2003) y cuenca trasrotacional (Reyes *et al.*, 2000a; Montes *et al.*, 2010). Más recientemente, algunos autores han propuesto que esas cuencas son el resultado de la combinación de transrotación (Arminio *et al.*, 2011) o trantensión (Bernal *et al.*, 2015) con una fase de colapso tectónico por subducción plana, aún en desarrollo.

La evolución tectónica del VIM que explica la configuración actual de la misma puede resumirse en tres fases principales (Mata, 2014) (Figura 2).

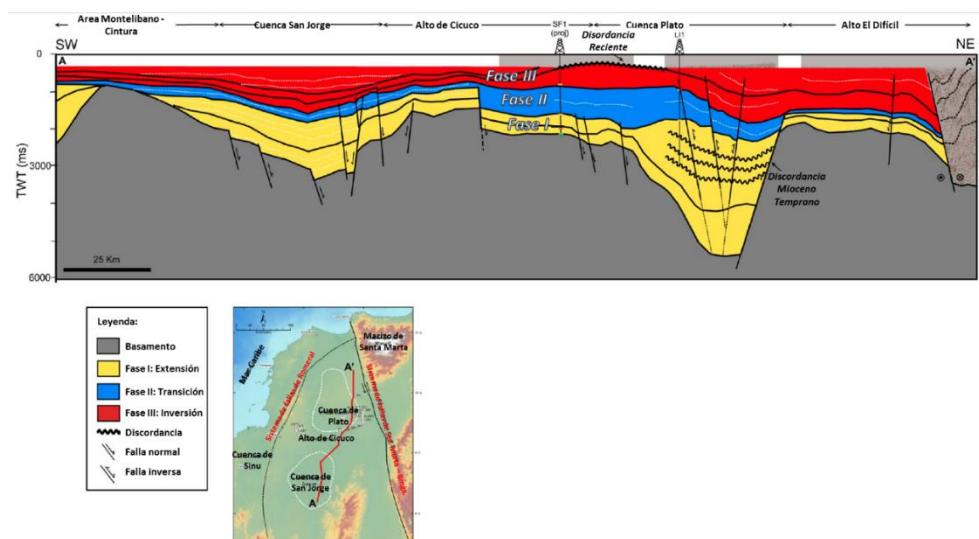


Figura 2. Esquema de la evolución tectónica propuesta en tres fases principales (Mata, 2014).

2.1.1. Fase I – Extensión

- Oligoceno: inicia con un evento de rifting donde se crean espacios de acomodación para la depositación de los sedimentos basales de la cuenca (Bernal *et al.*, 2015) (Figura 3A). Para este tiempo se estima que la extensión fue mayor en el Norte de la Subcuenca de Plato, donde se generaron fallas normales de alto

ángulo cortas y discontinuas, creando los depocentros (Bernal *et al.*, 2015). El material sedimentario fue aportado por el Cinturón de San Jacinto, desde el Sur por los ríos paleo-Magdalena y Cauca, y de la erosión del talud de falla expuesto durante la extensión (Bernal *et al.*, 2015) (Figura 3A). La Formación Ciénaga de Oro fue depositada durante este tiempo en un ambiente marino costero de poca profundidad (Mata, 2014). A pesar del aporte de sedimentos de estas fuentes la cuenca no se colmató (Bernal *et al.*, 2015).

- Mioceno Temprano: La Cuenca del VIM continúa la subsidencia durante este período, e inicia la depositación de la Formación Porquero Inferior desarrollándose principalmente depósitos de ambientes neríticos – batiales profundos (Figura 3B). Algunos carbonatos fueron depositados como plataformas carbonatadas aisladas sobre los paleo altos (Reyes *et al.*, 2000b). La geometría de la placa subducida a una profundidad por debajo de Colombia indica que la subducción en este momento pudo haber estado en un ángulo más pronunciado que el observado hoy en día; esta subducción más inclinada pudo haber promovido la profundización de la cuenca forearc (Bernal *et al.*, 2015). Durante el Mioceno Temprano, el aporte de sedimentos del Cinturón de San Jacinto aumentó, registrando la tasa de aporte de sedimentos más alta dentro de la secuencia (Mata, 2014) permitiendo la profundización de la cuenca, lo que provocó una inundación regional marcada por la transgresión del Mioceno inferior. El levantamiento fue menor en el Noroeste de la Subcuenca de Plato, por lo que el aporte de sedimento localmente pudo ser desde el Este o el Sur (Bernal *et al.*, 2015) (Figura 3B).

2.1.2. Fase II – Transición

- Mioceno Medio: Durante el Mioceno Medio, el aporte de sedimentos aumentó rápidamente, colmatando el espacio disponible para la depositación (Figura 3C) presentándose ambientes de depósito menos profundos (neríticos) pertenecientes a la Formación Porquero Superior. En este tiempo se documenta un primer pulso orogénico del Cinturón Plegado de San Jacinto que pudo haber sido provocado por una disminución en el ángulo de subducción debajo del Cinturón Plegado de San Jacinto (Bernal *et al.*, 2015). El levantamiento hacia el Este asociado con

esta compresión también puede haber causado durante el Mioceno Medio la formación de los cañones más profundos de la plataforma de la depresión de Plato (Arminio *et al.*, 2011).

Bernal *et al.* (2015), plantean que un menor ángulo de subducción de la Placa Caribe por debajo del VIM puede explicar (1) la discordancia del Mioceno Medio que se presenta en el Noroeste de la Subcuenca de San Jorge; (2) la deformación constante, moderada y activa en el Alto del Cicuco después de Mioceno Medio; y (3) la separación y divergencia en la historia estratigráfica de las Subcuencas de Plato y San Jorge después del Mioceno Medio. El aporte sedimentos es probablemente de los ríos Cauca y/o Magdalena.

2.1.3. Fase III – Inversión

- Mioceno Tardío: en esta etapa la cuenca es probablemente rellena completamente y las fallas quedan enterradas bajo los sedimentos transicionales de la Formación Tubará. En este tiempo los pequeños depocentros dentro de la cuenca se fusionan para formar grandes cuencas de geometría circular a sub-circular (Figura 3D). La inversión selectiva de las fallas en los depocentros principales se han interpretado para el final del Mioceno Tardío, evidenciado por la forma arqueada de las capas sobre las fallas (Bernal *et al.*, 2015).
- Plioceno Temprano: el pulso final de la orogenia andina causó una discordancia regional y comenzó a inclinar la cuenca hacia el Suroeste. Durante este tiempo, el régimen de inversión continúa y se depositan los sedimentos continentales de la Formación Corpa (Figura 3E). Esta compresión puede estar relacionado con el movimiento del Macizo de Santa Marta y/o la colisión Panamá (Mata, 2014).
- Reciente: del Plioceno al Reciente la compresión ha continuado y está elevando los terrenos del VIM produciendo la inversión de la depocentro principal y la erosión de los sedimentos Corpa y Tubará en la subcuenca de Plato (Mata, 2014).

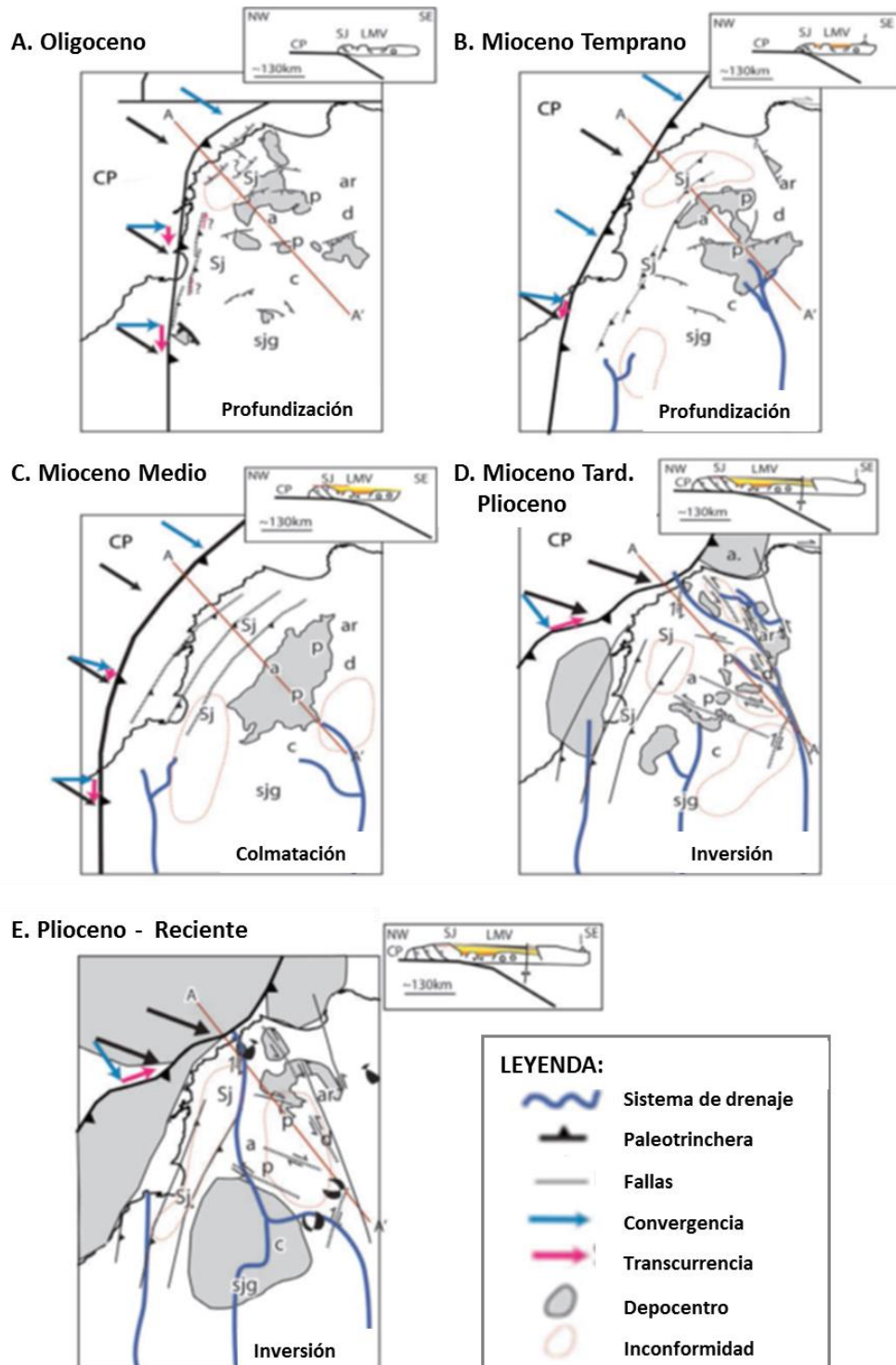


Figura 3. Resumen esquemático de la evolución tectónica del VIM. Tomado de Bernal et al., 2015.

2.2. Estratigrafía de la Cuenca del Valle Inferior de Magdalena

Las unidades cronoestratigráficas que conforman la estratigrafía general de la cuenca del Valle Inferior de Magdalena, presentan características diferentes en cuanto a ambientes de sedimentación y espesores, como respuesta a los diversos eventos tectónicos y eustáticos que afectaron a la cuenca. Cuatro unidades cronoestratigráficas son predominantes en la cuenca, variando en edad desde el Oligoceno hasta el Reciente, compuestas por depósitos siliciclásticos marinos someros con fuerte influencia deltáica, pertenecientes a la Formación Ciénaga de Oro, de edad Oligoceno, calizas locales, denominadas calizas Cicuco - El Difícil, de edad Oligoceno Temprano – Tardío a Mioceno Temprano, las cuales están cubiertas por una secuencia de sedimentos hemipelágicos de edad Mioceno Temprano, pertenecientes a las formaciones Porquero y Tubará. Finalmente, la Formación Corpa de edad Plioceno de sedimentos continentales que se superpone discordante a la Formación Tubará. (Arminio *et al.*, 2011).

Las tres principales discordancias regionales presentes en el área son de edad Paleoceno - Eoceno, Mioceno Medio y Plioceno. Reyes *et al.* (2000b) describen estas Unidades Cronoestratigráficas como sigue a continuación:

- Unidad Ciénaga de Oro (Oligoceno – Mioceno Temprano): en este período de tiempo continúan formándose los depocentros de Plato y San Jorge produciéndose una tectónica sinsedimentaria la cual controló la distribución de los sedimentos transgresivos de esta unidad. Las características de estos sedimentos la muestran como una importante roca generadora - yacimiento en la cuenca. Durante el Oligoceno, se interpretan depósitos marinos de *shoreface* y *offshore* en el área del cinturón plegado de San Jacinto y deltáicos en Plato y San Jorge. Para el Mioceno inferior, los paleoaltos existentes son cubiertos con sedimentos de llanuras costeras y calizas de plataforma, mientras que en las depresiones de Plato y San Jorge hay desarrollo de frentes deltaicos y probablemente bahías. Para la parte alta del Mioceno inferior, depósitos lodosos de plataforma cubren los anteriores sedimentos. El contacto con la suprayacente unidad Porquero es discordante. Entre las formaciones que incluye esta unidad están las formaciones Carmen, Ciénaga de Oro y Perdices Inferior.

- Unidad Porquero Inferior (Mioceno Temprano Tardío – Mioceno Medio): esta unidad incluye entre otras a las formaciones Rancho e Hibácharo Inferior. Grandes volúmenes de sedimentos, producto de la erosión del basamento y los sedimentos de la Unidad Ciénaga de Oro, fueron transportados y depositados en la cuenca de una manera no confinada, siendo interpretados como pertenecientes a un sistema de corrientes de turbidez, que generó la incisión de valles submarinos principalmente desarrollados en el depocentro de Plato. Entre los ambientes interpretados en esta unidad se identifican ambientes de talud, *slope fan* y plataforma, este último se observa principalmente hacia el extremo Oriental y Sur de la cuenca. El contacto con la unidad suprayacente es discordante, localmente concordante.
- Unidad Porquero Superior - Tubará (Mioceno Medio – Plioceno): corresponde a depósitos de mares someros (deltáicos), llegando hasta fluviales indicando la somerización de la cuenca. El tope de esta unidad lo marca la discordancia del Mioceno Tardío/ Plioceno Temprano, la cual refleja los pulsos finales de la Orogenia Andina y la base la constituye la superficie erosiva correspondiente a la discordancia del Mioceno Medio. En esta unidad están incluidas entre otras las formaciones Hibácharo Superior, Tubará y Jesús del Monte.
- Unidad Corpa (Plioceno – Pleistoceno): conformada por depósitos continentales principalmente fluviales, que hacia el Oeste de la cuenca pasan a ser deltáicos. Entre las formaciones que incluye esta unidad están Sincelejo, Zambrano y Corpa.

Particularmente, en el área de interés, el relleno sedimentario reporta un rango de edades que van desde el Oligoceno al Plioceno Temprano, el cual subaflore bajo el aluvión reciente del río Magdalena. Las unidades identificadas, están constituidas por las formaciones Ciénaga de Oro, Porquero y Tubará mientras que la Formación Corpa se encuentra ausente. Para fines prácticos, la Formación Porquero ha sido dividida en unidades informales definidas de tope a base: AA, A, B, C, D, E y F cuyos límites están representados por discordancias (límites de secuencias) bien definidas en el área. Las unidades Porquero C y Porquero D constituyen los intervalos prospectivos principales. La columna estratigráfica tipo se presenta en la Figura 4.

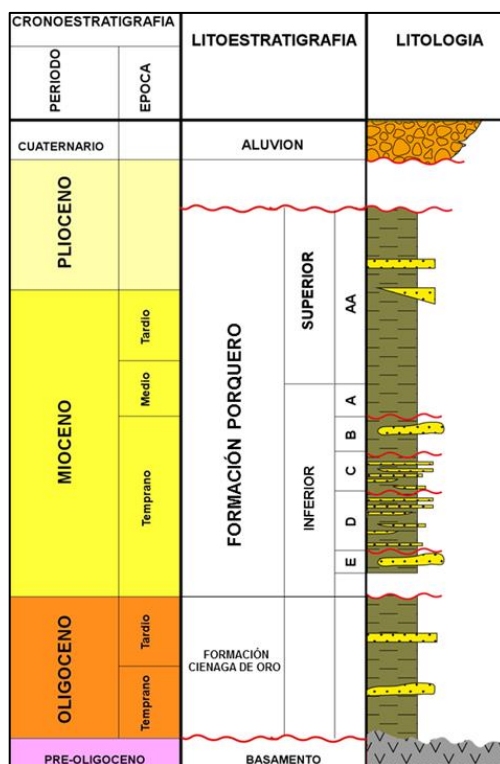


Figura 4. Columna estratigráfica tipo para el área de estudio. Tomado de Pacific EyP, 2015.

2.3. Modelo sedimentológico

En el año 2013, Santosh Gosh (en Pacific E y P, 2015) realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico para el área correspondiente a la subcuenca Plato del Valle Inferior de Magdalena, en donde el objetivo principal fue caracterizar los sedimentos siliciclásticos del Mioceno Temprano (Formación Porquero) a partir de información de muestras de núcleos, registros de pozos y sísmica.

Gosh, 2013 (en Pacific E y P, 2015), mediante la interpretación sísmica 2D y 3D identificó una discordancia basal que corresponde a un paleo-cañón de edad Mioceno Temprano. Este paleo-cañón, muestra una marcada orientación S/SE-N/NW y va perdiendo su expresión a medida que se aproxima hacia el NW, sin embargo, su base erosiva es regionalmente continua. La zona de aporte de los sedimentos se interpreta hacia el SE del bloque, dentro del área que corresponde al campo SSJN9 (Figura 5 y Figura 6). La identificación de este paleo-cañón cumple con una de las condiciones principales para asignar un ambiente de abanico submarino a los sedimentos de la Formación Porquero en el bloque Guama.

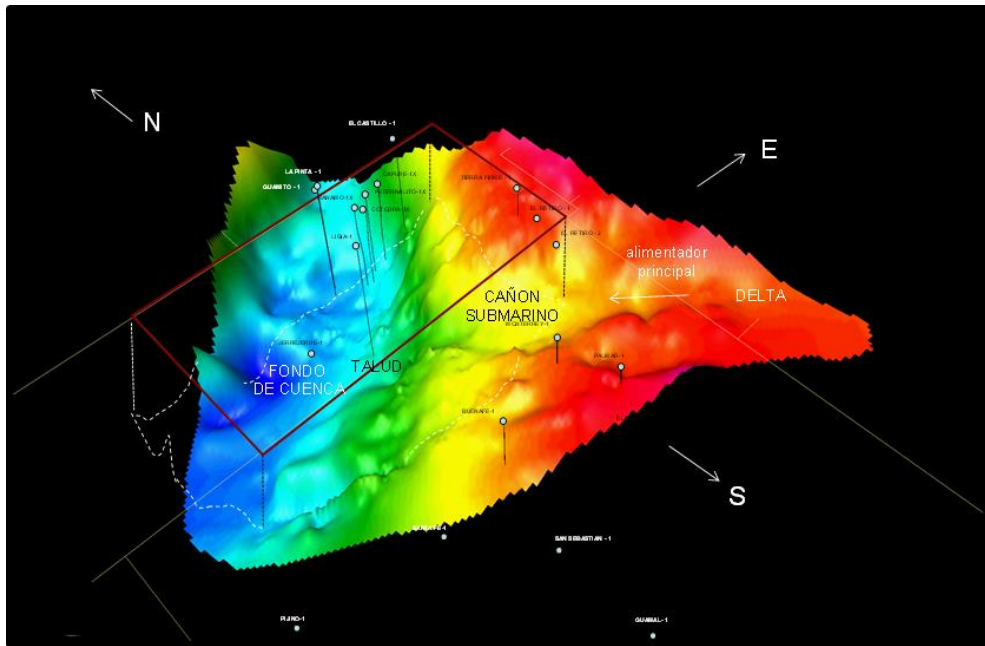


Figura 5. Vista 3D de la discordancia basal del Mioceno Temprano en la región Centro - Sur de la subcuenca de Plato en el VIM interpretada utilizando sísmica 2D (DiLuca, 2013 en Pacific E y P, 2015).

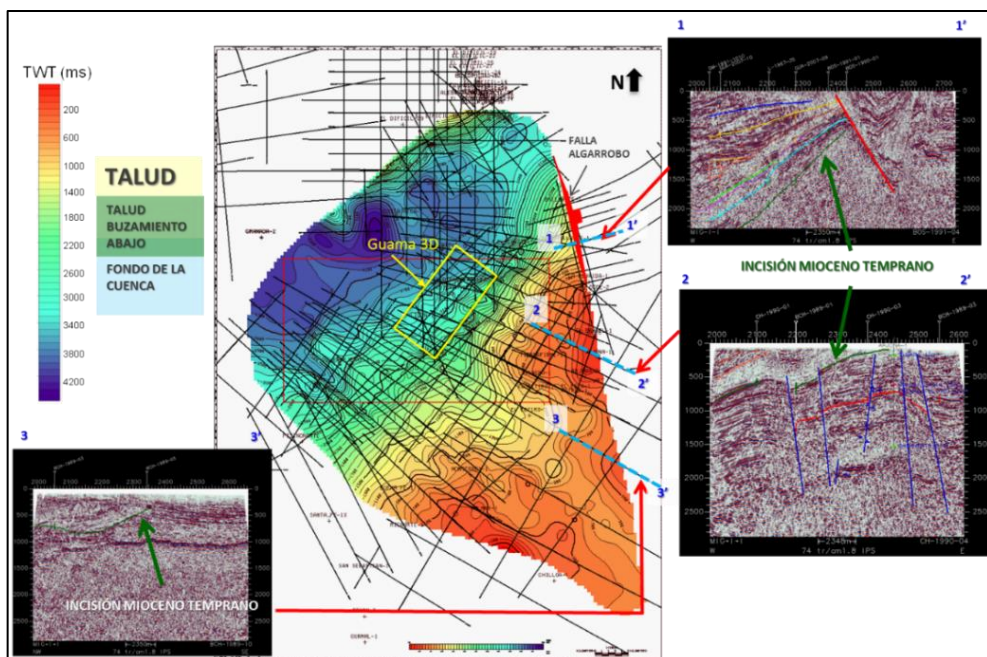


Figura 6. Mapa estructural de la discordancia basal del Mioceno Temprano (Azuaje, 2013 en Pacific E y P, 2015).

En la Figura 7 se muestra el modelo sedimentológico propuesto, en el cual se puede apreciar que la mayoría de los pozos fueron perforados hacia la zona de la planicie abisal (fondo de cuenca), específicamente, hacia la parte proximal y media del abanico donde se desarrollan facies de canales, zonas de *overbank* y *crevasse splay* las cuales se caracterizan por tener buena calidad como yacimientos de hidrocarburos. Es de notar, que el modelo conceptual hace énfasis sobre un régimen rico en arcillas o *'mud-dominant facies'* lo que mantiene consistencia con las facies identificadas en los núcleos tomados en los pozos de Guama. En este tipo de ambiente los lóbulos o *'frontal splay'* muestran un tenue desarrollo, comparado con el ambiente de *'sand-dominant regime'*. El esquema de elementos geomórficos también hace hincapié en la variación de proporción de arena, limo y arcilla, dependiendo de las diferentes partes del canal (Gosh, 2013 en Pacific E y P, 2015).

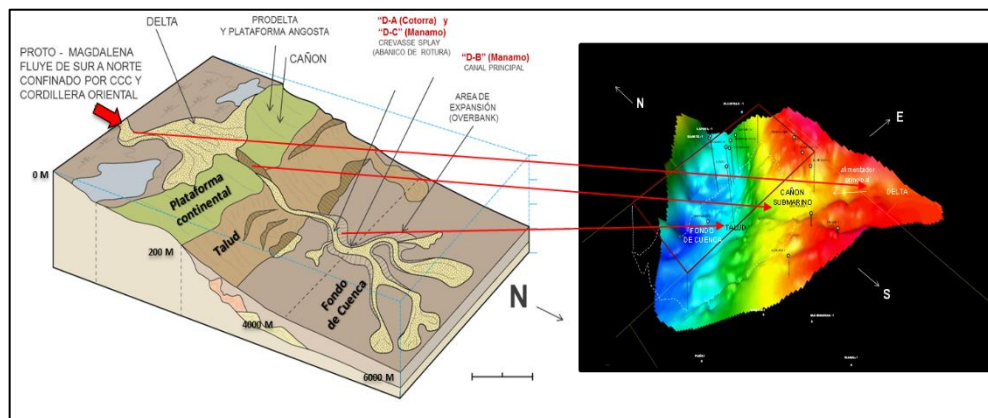


Figura 7. Modelo sedimentológico conceptual del bloque Guama y su relación con la discordancia basal del Mioceno Temprano (Gosh, 2013 y DiLuca, 2013 en Pacific E y P, 2015).

En el bloque Guama los diferentes descubrimientos corresponden a entrapamiento estratigráfico. Los yacimientos efectivos de gas condensado y gas seco se encuentran en lutitas espesas y masivas, con limolitas y arenas subordinadas a nivel de Porquero Medio, dispuestas en múltiples intervalos de láminas y capas delgadas de permeabilidad baja, lenticulares y de extensión limitada (Figura 8 y Figura 9). En la fracción arenosa, el gas se encuentra relleno del espacio poroso junto con un porcentaje de agua irreducible mientras que en la fracción arcillosa el gas se encuentra absorbido en la matriz de la roca y otra fracción como gas libre (Figura 9).

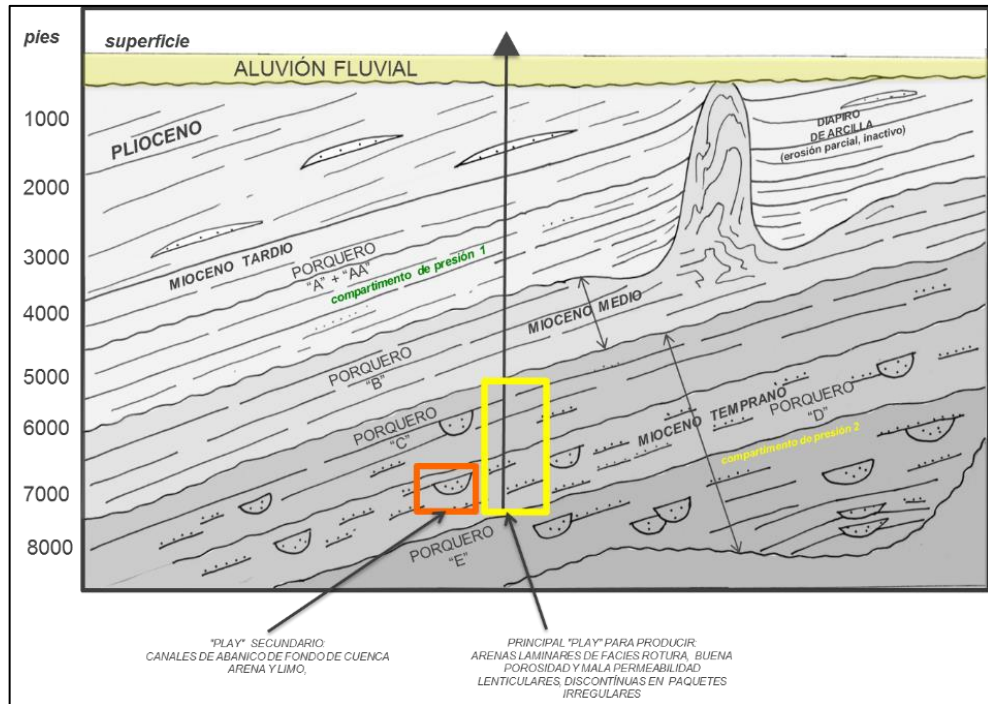


Figura 8. Características de los yacimientos "play" tipo Pedernalito-IX (Arminio et al., 2016).

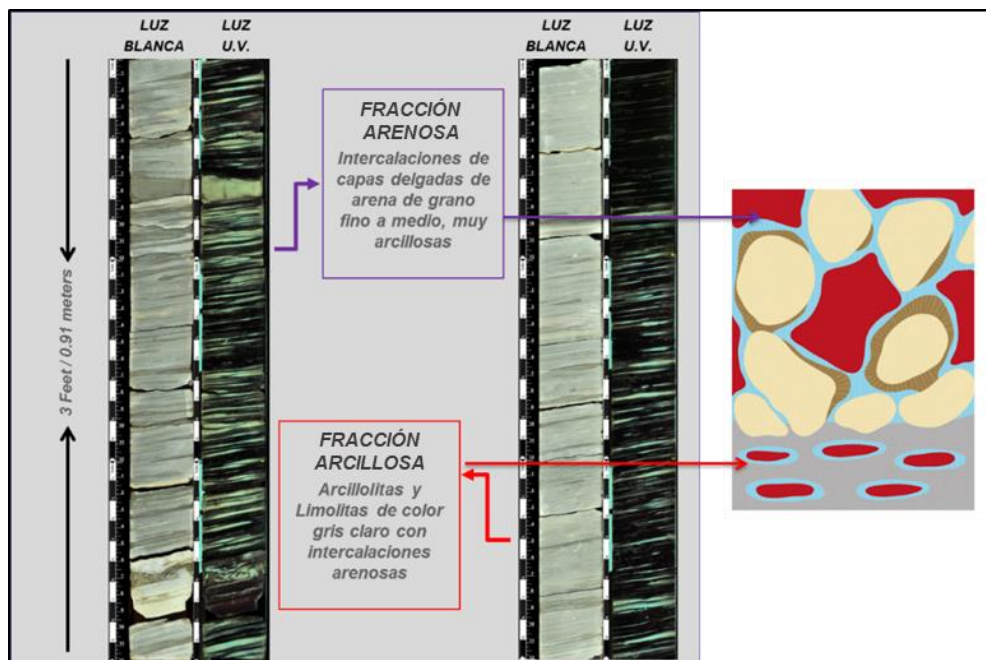


Figura 9. Características de los yacimientos "play" tipo Pedernalito-IX (Arminio et al., 2016).

2.4. Sistema petrolero de la Subcuenca de Plato - Cuenca del Valle Inferior de Magdalena

Arminio *et al.* (2016), proponen que los hidrocarburos encontrados en el campo de Guama en la Subcuenca de Plato fueron aportados por un sistema petrolero mixto Porquero - Porquero (!), con una generación de gas biogénico en las lutitas de la Formación Porquero que cargaron los reservorios de arenas adyacentes pertenecientes también a la Formación Porquero, y gas condensado adicional generado en las lutitas de aguas profundas de la Formación Porquero y migraron corta distancia a depósitos menos profundos de la misma Formación. El sistema petrolero propuesto por Arminio *et al.* (2016) incluye un sistema mixto de gas biogénico y gas termogénico / condensado, ambos derivados de las lutitas Porquero con querógenos Tipo III y Tipo II / III que contienen predominantemente materia orgánica terrígena (Figura 10), donde los valores COT obtenidos a lo largo de los pozos a partir de geoquímica de roca y registros de pozos varían de 0.5 a 1.7% en peso (Figura 11) y un rango de madurez de 0,7 a 0,75% de Ro (Figura 12).

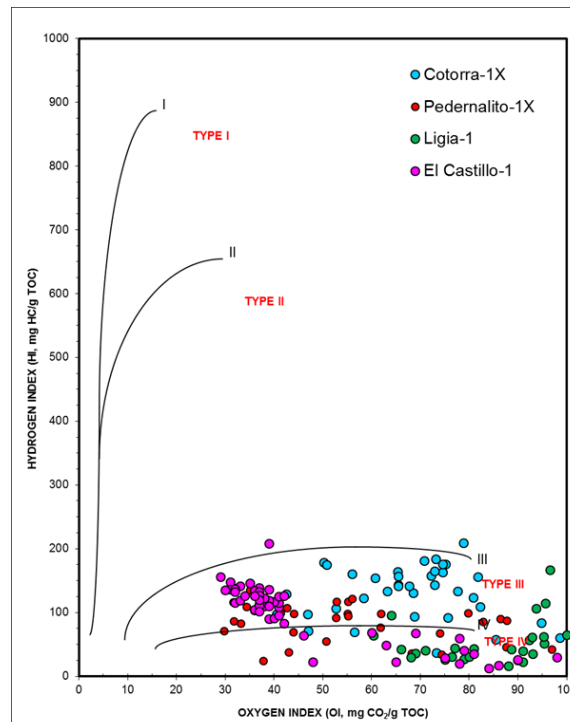


Figura 10. Gráfico de van Kravelen de cuatro pozos basado en datos de pirólisis de Rock - Eval, que muestra el querógeno tipo III dominante y menor aporte de querógeno tipo II / III de bajo rendimiento. Tomado de Arminio *et al.*, 2016.

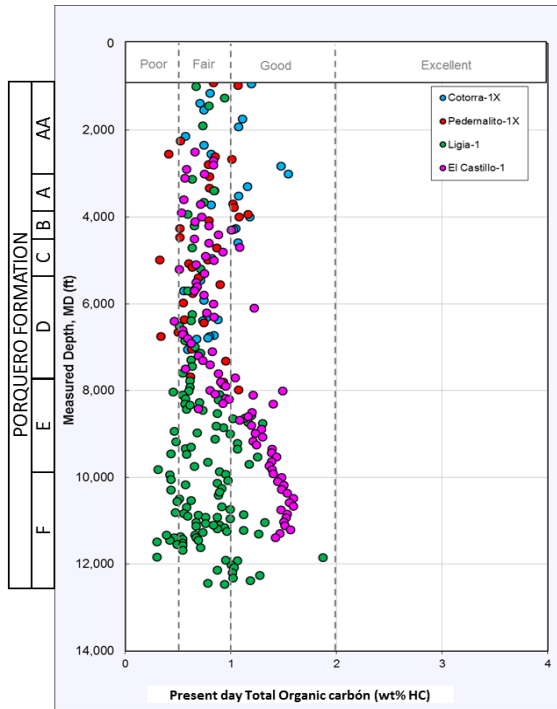


Figura 11. Valores de COT medidos de las lutitas de Porquero en el Campo Guama vs gráfico de profundidad. Tomado de Arminio et al., 2016.

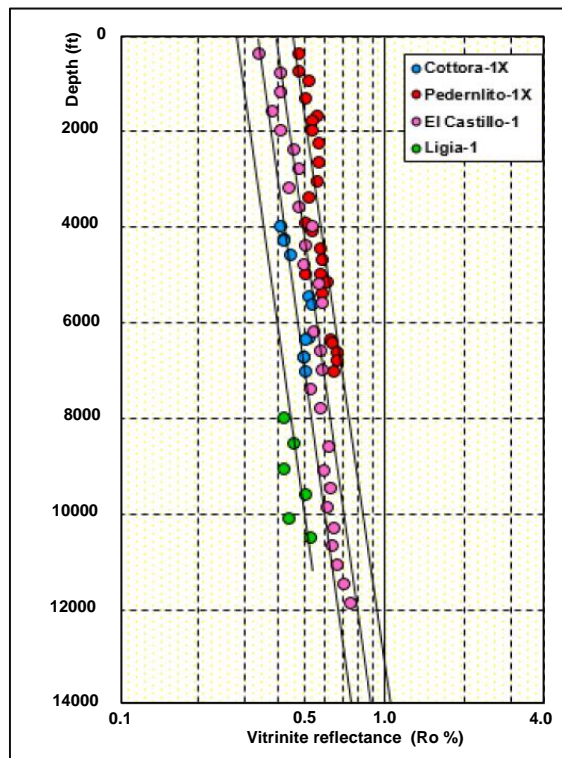


Figura 12. Gráfico de Reflectancia de Vitrinita vs Profundidad de cuatro pozos de Guama que muestran las condiciones de madurez térmica de la lutita de Porquero. Tomado de Arminio et al., 2016.

Las lutitas generadoras están presentes a lo largo de toda la sección de Porquero, lo que hace que la sección generadora sea distintivamente gruesa en comparación con otros *plays* ricos en lutitas. Las rocas del yacimiento son las areniscas y limos dentro de la repetida secuencia de lutita-limo-arena de la Formación Porquero. Las rocas del sello son lutitas también de la Formación Porquero (Arminio *et al.*, 2016).

El momento de la generación de gas bacteriano en las lutitas de Porquero se puede considerar Mioceno (que es el lapso de tiempo de deposición de los sedimentos marinos gruesos de la Formación Porquero) al Plioceno Temprano. El gas bacteriano se produce durante la descomposición de la materia orgánica en el lodo marino (lutitas) por microorganismos. La generación de metano bacteriano por microorganismos puede ocurrir a profundidades equivalentes a temperaturas entre 0°C y 75°C. Sin embargo, la mayor proporción de gases bacterianos probablemente se generó cuando los sedimentos fueron enterrados a profundidades de 500 m a 1000 m y temperaturas menores a 50°C (Arminio *et al.*, 2016).

El tiempo de generación del gas termogénico y condensado fue probablemente del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano, antes del levantamiento y la erosión del Plioceno Tardío.

CAPÍTULO III

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Sistema petrolero

Un sistema petrolero es un sistema natural que involucra todos los elementos y procesos esenciales para la generación y preservación de hidrocarburos tanto líquidos como gaseosos genéticamente relacionados, es decir, que su procedencia sea una misma roca generadora (Magoon y Dow, 1994).

Los elementos esenciales que incluye un sistema petrolero son: roca generadora, roca yacimiento, roca sello y roca de sobrecarga, y los procesos son formación de la trampa y generación, expulsión, migración y acumulación del crudo. Estos elementos y procesos deben compartir las relaciones apropiadas de espacio-tiempo (sincronía) tal que permitan que la materia orgánica contenida en la roca generadora pueda transformarse y convertirse en una acumulación de crudo (Magoon y Dow, 1994).

Un sistema petrolero se puede identificar bajo tres niveles de certeza: conocido, hipotético y especulativo. El nivel de certeza indica la seguridad que se tiene de que una roca generadora madura particular ha producido los hidrocarburos presentes en una acumulación. En un sistema petrolero “conocido” existe una buena correspondencia geoquímica entre la roca generadora y el fluido presente en los yacimientos de hidrocarburos (sea crudo o gas). En un sistema petrolero “hipotético”, la información geoquímica de la roca generadora caracterizada no corresponde con las propiedades geoquímicas del fluido presente en los yacimientos de hidrocarburos. En un sistema petrolero “especulativo” la existencia de rocas generadoras y yacimientos de petróleo se postula en su totalidad sobre la base de la evidencia geológica o geofísica. La nomenclatura utilizada para indicar el grado de certeza que se tiene del sistema petrolero es (!) para conocido, (.) para hipotético, y (?) para especulativo, al final del nombre del sistema petrolero. El nombre del sistema petrolero incluye la roca generadora, seguido del nombre de la roca yacimiento, y luego el símbolo que expresa el grado de certeza (Magoon, 1992).

3.1.1. Elementos del Sistema Petrolero

3.1.1.1. Roca generadora

El término “roca generadora” se ha empleado para asignar a las rocas que son ricas en materia orgánica que son o han sido capaz de generar hidrocarburos para formar yacimientos de crudo económicamente rentables (Tissot y Welte, 1984). Tissot y Welte (1984) plantean que la determinación, identificación y caracterización de una roca generadora está basada en tres factores:

- *Contenido de materia orgánica*: indica la cantidad de materia orgánica contenida en la roca, definiendo la potencialidad de ésta de ser o no generadora de hidrocarburos. La riqueza orgánica en una roca depende de condiciones de sedimentación favorables para la generación (productividad biológica), acumulación (alta tasa de sedimentación de finos) y preservación (ausencia de oxígeno) de la materia orgánica en las que se formó la roca. La Tabla 1 muestra la clasificación de las rocas generadoras en función de su potencial de generación de acuerdo con Peters *et al.*, 2005.

Tabla 1. Clasificación de rocas generadoras en función del COT. Tomado de Peters *et al.* (2005)

% COT	Potencial de generación
<0,5%	Pobre
0,5 - 1,0	Regular
1,0 - 2,0	Bueno
2,0 - 4,0	Muy bueno
>4,0	Excelente

- *Tipo de materia orgánica*: se refiere a la calidad de la materia orgánica presente en la roca y está definida por el tipo de querógeno que será transformado en hidrocarburo si se presentan las condiciones y procesos necesarios para ello.
- *Grado de madurez de la roca*: indica la exposición de la roca generadora al calor, el cual se incrementa en el tiempo a medida que la roca es soterrada y sobrecargada por las capas de rocas superiores, este incremento de la temperatura es lo que hace posible la transformación de la materia orgánica para que se genere el hidrocarburo. La Tabla 2 muestra la clasificación de las rocas generadoras en función de su madurez de acuerdo con Peters *et al.*, 2005.

Tabla 2. Clasificación de rocas generadoras de acuerdo a su madurez. Tomado de Peters et al. (2005)

Madurez		T _{máx} (°C)	%Ro
Inmadura		<435	0,20 – 0,60
Madura	Temprana	435 – 445	0,60 – 0,65
	Máximo	445 – 450	0,65 – 0,90
	Tardía	450 – 470	0,90 – 1,35
Sobremadura		>470	>1,35

3.1.1.2. Roca yacimiento

Los dos elementos esenciales de una roca yacimiento son porosidad y permeabilidad. La roca debe contener poros para acumular el hidrocarburo y estos poros deben estar interconectados, permitiendo la permeabilidad de los fluidos líquidos y gaseosos. El diámetro del poro también debe estar por encima de cierto tamaño mínimo, ya que la relación del volumen total de poros para la superficie interna no debe ser tan baja. Si el tamaño de poro es demasiado pequeño, la atracción capilar de los granos minerales retiene los líquidos en el espacio de los poros de la roca y los fluidos no podrían ser producidos debido a que las permeabilidades absolutas y relativas son demasiado bajas (Tissot y Welte, 1984). La mayoría de las rocas yacimiento clásticas tienen diámetros de grano en el intervalo entre 0,05 a 0,25 mm, lo que genera un radio medio de porosidad en areniscas entre 20 y 200 μ . La porosidad promedio de las rocas yacimiento usualmente está en un rango entre 5 y 30%. La porosidad en los carbonatos es frecuentemente algo menor que en las areniscas, pero la permeabilidad en los carbonatos es mucho más alta. Una evaluación de las rocas yacimiento más comunes han permitido establecer relaciones aproximadas entre el porcentaje de porosidad y la permeabilidad en millidarcy como se muestra en la Tabla 3 (Levorsen 1967 en Tissot y Welte, 1984).

Tabla 3. Valoración en función de la porosidad y permeabilidad de las rocas reservorio más comunes (Levorsen, 1967 en Tissot y Welte, 1984)

Porosidad (%)	Valorización	Permeabilidad (mD)
0 - 5	Despreciable	-
5 - 10	Pobre	-
10 - 15	Media	1 - 10
15 -20	Buena	10 - 100
20 - 25	Muy buena	100 - 1000

La mayoría de las acumulaciones de crudo han sido encontradas en rocas yacimiento clásticas o detríticas, incluyendo areniscas, arcosas y grauvacas. Las rocas clásticas probablemente comprenden más del 60% de los yacimientos de crudo; otro 30% corresponde a yacimientos carbonaticos (sin embargo, más del 40% de los grandes campos de crudo y gas presentan rocas carbonáticas como yacimiento); el 10% restante corresponden a lutitas fracturadas y rocas ígneas y metamórficas (Tissot y Welte, 1984).

3.1.1.3. Roca sello

La roca sello se refiere a la roca estratigráficamente depositada por encima de la roca yacimiento, con características de muy baja permeabilidad que impide el escape de hidrocarburos, es decir, cumple la función de “sellar” el yacimiento. Entre las rocas sello más comunes se incluyen: evaporitas y lutitas. Para cuantificar la eficacia de la roca sello se debe evaluar su espesor y extensión.

3.1.1.4. Rocas de sobrecarga

La roca de sobrecarga está definida como el espesor de columna sedimentaria que además de proporcionar la sobrecarga necesaria para madurar la roca generadora, también puede tener un impacto considerable sobre la geometría de la ruta de migración subyacente y la trampa (Magoon, 1992).

3.1.2. Procesos del sistema petrolero

3.1.2.1. Generación

Los procesos por los cuales se genera el crudo y el gas varían entre una cuenca y otra, dependiendo de la naturaleza de la materia orgánica original, la historia de soterramiento y el gradiente geotérmico (Tissot y Welte, 1984).

El modelo general descrito por Tissot y Welte (1984) plantea que luego de la depositación de los sedimentos ricos en contenido orgánico, los procesos microbianos convierten parte de la materia orgánica en gas metano biogénico durante la etapa conocida como diagénesis de la materia orgánica. Posteriormente, con el aumento de la profundidad de soterramiento y por ende aumento de la temperatura la materia orgánica se convierte gradualmente en querógeno y los sedimentos son transformados en roca sedimentaria, el querógeno durante la catagénesis de la materia orgánica va transformándose en bitumen y gas húmedo. Finalmente, si el soterramiento continúa y por ende el aumento de la temperatura también, se entra en una etapa de metagénesis de la materia orgánica, donde se genera el gas seco o gas termogénico (Figura 13).

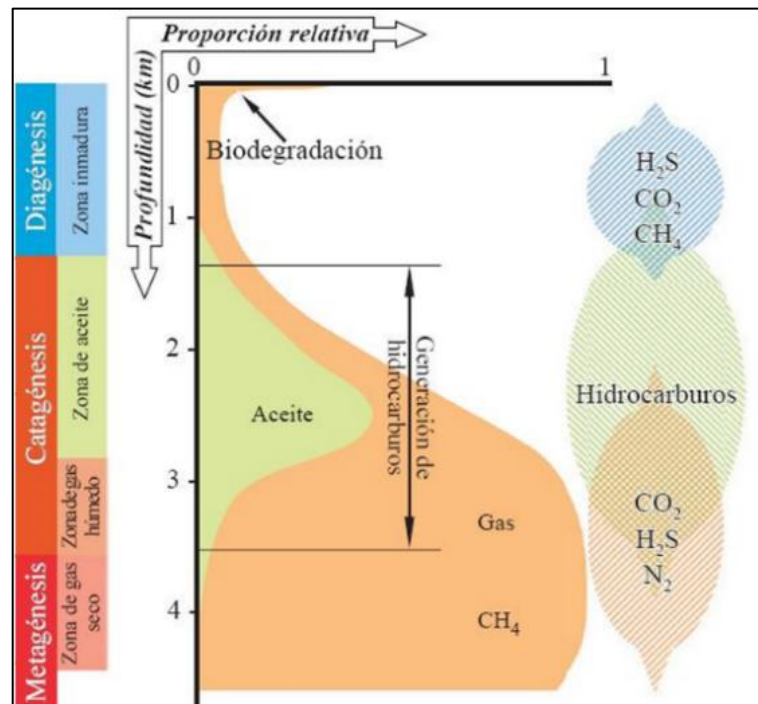


Figura 13. Esquema general de la generación de hidrocarburos en función del soterramiento de la roca generadora. Tomado y modificado de Tissot y Welte, 1984.

Por su parte, Galimov (1988) propone un modelo de generación de hidrocarburos para rocas generadoras con materia orgánica asociada a querógeno tipo II (materia orgánica sapropélica) y querógeno tipo III (materia orgánica húmica), el cual sugiere que la materia orgánica húmica, en general, presenta una alta capacidad de generación de metano con un grado de madurez relativamente bajo (%Ro entre 0,5 y 0,7), además de la generación temprana de condensado (Figura 14).

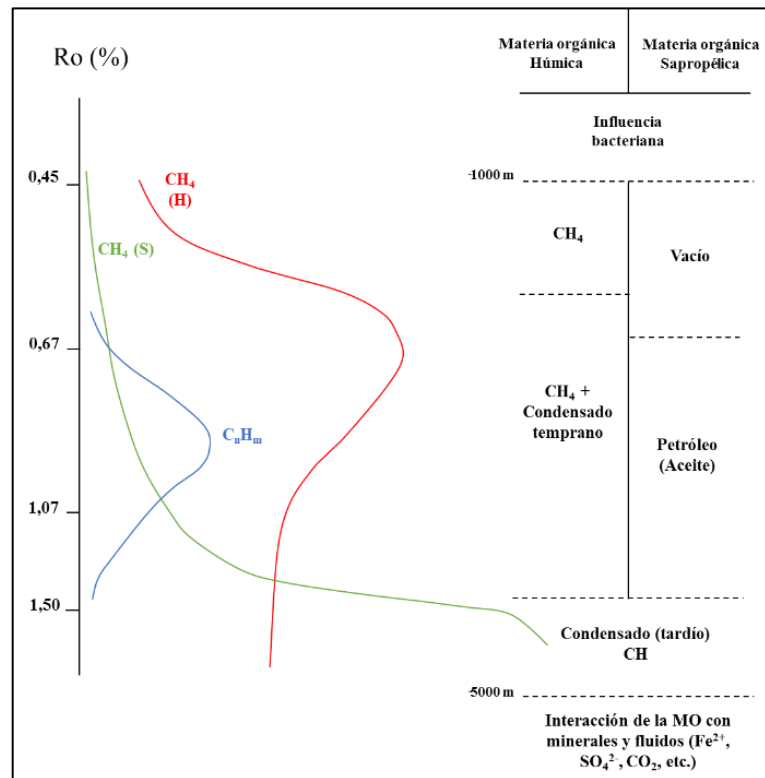


Figura 14. Modelo de generación de hidrocarburos en función de las transformaciones catagénicas de la materia orgánica (Galimov, 1988).

3.1.2.2. Migración - Acumulación

La migración es el movimiento de crudo y/o gas a través de los poros y/o discontinuidades de las rocas (porosidad primaria y secundaria) en el subsuelo. Se han definido dos tipos de migración: migración primaria y migración secundaria. La migración primaria se define como el movimiento del bitumen dentro de la roca generadora. Por su parte, la migración secundaria es definida como el movimiento

del bitumen desde los poros de la roca generadora hacia la roca yacimiento, y ocurre por capilaridad.

Los poros de las rocas en el subsuelo están normalmente saturados de agua y por lo tanto cualquier movimiento de los compuestos derivados del crudo se lleva a cabo en presencia de fluido de poro acuoso. La gravedad específica del gas y el crudo son considerablemente más bajas que la del agua salada, por lo cual el gas y el crudo se encuentran en altos estructurales en las rocas yacimiento de porosidad y permeabilidad adecuadas, cubiertas por rocas relativamente impermeables o roca sello (Tissot y Welte, 1984).

Los compuestos derivados del crudo pueden migrar a través de una o más capas de roca con permeabilidades y porosidades similares a las rocas del yacimiento antes de ser atrapados por una barrera impermeable o de muy baja permeabilidad y así formar las acumulaciones de crudo y gas (Tissot y Welte, 1984).

3.1.2.3. Trampa

Una trampa es una característica geológica que permite que el crudo que migra desde la roca generadora se pueda acumular y preservar por un intervalo de tiempo determinado. Las trampas se producen de diferentes formas y pueden incluir diferentes volúmenes de espacio de poros y por lo tanto de acumulación de crudo. La capacidad de retención total máxima de la columna cerrada por una trampa es el volumen entre el punto más alto de la trampa y el punto de expulsión del crudo desde la roca generadora. Las trampas rara vez se llenan completamente, es decir, la columna de crudo rara vez se extiende hasta el punto en el que se escape fuera de la trampa. Además, no todo el espacio poroso en la roca del yacimiento está ocupado por crudo, siempre hay un cierto porcentaje de agua, que no puede ser desplazado durante la migración de crudo (Tissot y Welte, 1984).

Las trampas pueden ser formadas ya sea por la actividad tectónica tales como fallas, pliegues, etc. (trampas estructurales) o por el patrón sedimentario depositacional (trampas estratigráficas). La mayoría de los campos de crudo conocidos se encuentra en trampas estructurales, ya que las trampas estructurales son más fáciles de localizar mediante técnicas actuales de exploración geofísica y geológica, sin embargo, las trampas estratigráficas han sido en los últimos años un objetivo

importante para la exploración petrolera. En algunos casos se presenta combinación de causas tectónicas y sedimentarias para la formación de trampas, las cuales son conocidas como trampas mixtas (Tissot y Welte, 1984).

3.1.3. Aspectos temporales y espaciales del sistema petrolero

3.1.3.1. Aspectos temporales

Magoon y Dow, 1994 plantean que un sistema petrolero tiene tres aspectos temporales muy importantes: la edad, el momento crítico y el tiempo de preservación.

- *La edad* de un Sistema Petrolero es el tiempo requerido para que ocurran los procesos de generación, migración y acumulación de los hidrocarburos.
- *El momento crítico* se refiere al momento en el que la mayor parte de los hidrocarburos se generan. Geológicamente, la migración y la acumulación de crudo se produce durante un corto espacio de tiempo, o en un momento geológico puntual, este tiempo es conocido como momento crítico.
- *El tiempo de preservación* del sistema petrolero comienza inmediatamente después de que ocurre el proceso de generación - migración - acumulación y se extiende hasta nuestros días. Abarca cualquier cambio en las acumulaciones de hidrocarburo durante este período. Durante el tiempo de preservación, la remigración, o los procesos de alteración del petróleo en el yacimiento pueden tener lugar. Durante el tiempo de preservación, debido a la remigración (migración terciaria), el hidrocarburo se puede acumular en las rocas yacimiento depositadas después del sistema petrolero formado. Si se produce una actividad tectónica insignificante durante el tiempo de conservación, las acumulaciones permanecen en su posición original. La remigración sucede durante el tiempo de preservación sólo si ocurre plegamiento, fallamiento, elevación o erosión. Si todas las acumulaciones son destruidas durante el tiempo de preservación, la evidencia de que existía un sistema petrolero se perderá. Un sistema de crudo incompleto carece de un tiempo de conservación.

3.1.3.2. Aspectos espaciales

Magoon y Dow, 1994 plantean que cada sistema petrolero se puede definir espacialmente por su geografía y extensión estratigráfica.

- *La extensión geográfica* de un sistema petrolero está determinada por el momento crítico y está definida por la línea que circunscribe la porción activa de roca generadora y las filtraciones y acumulaciones de crudo y gas provenientes de esa porción activa de roca generadora.
- *La extensión estratigráfica* de un sistema petrolero es la extensión de cada unidad litológica que conforman los elementos esenciales incluidos dentro de la extensión geográfica del sistema petrolero.

3.2. Métodos analíticos para la caracterización de la roca generadora

La roca generadora es un elemento fundamental dentro de cualquier sistema petrolero, aunque los demás elementos y procesos son necesarios, sin roca generadora el resto no tendría sentido. Por lo tanto, para la exploración de extensiones productivas o “*plays*” es indispensable caracterizarlas y evaluar su capacidad de generación de hidrocarburos (McCarthy *et al.*, 2011).

Para caracterizar rocas generadoras, se han desarrollado varias técnicas que ayudan a determinar la cantidad, calidad y madurez de la materia orgánica contenida en la roca. Estas técnicas pueden ser aplicadas a muestras de afloramientos, recortes de la formación, núcleos laterales o testigos de pared y núcleos convencionales. Dentro de las principales técnicas utilizadas para caracterizar las rocas generadoras están: medición del Carbono Orgánico Total (COT), pirolisis rock – eval y petrografía orgánica (reflectancia de vitrinita) (McCarthy *et al.*, 2011).

3.2.1. Medición del Carbono Orgánico Total (COT)

El Carbono es un elemento esencial en cualquier compuesto orgánico, y una forma de evaluar la riqueza orgánica de una roca consiste en medir su contenido de carbono. Debido a que el potencial petrolífero o gasífero de una formación se relaciona con su contenido de carbono, la medición del “Carbono Orgánico Total o COT” es primordial en la evaluación de las rocas generadoras (McCarthy *et al.*, 2011).

Los valores de COT pueden obtenerse utilizando una técnica de combustión directa que requiere sólo 1 g de muestra de roca. Las muestras son pulverizadas y tratadas para eliminar el carbono inorgánico que pudiesen estar presente en las muestras propio de la litología. Posteriormente, se combustionan a una temperatura de 1200°C utilizando un horno de inducción de alta frecuencia. El carbono contenido en el querógeno se convierte en CO y CO₂. Las fracciones de carbono liberado se miden con un detector infrarrojo, se convierten en COT, y se registran como porcentaje en peso másico de la roca (McCarthy *et al.*, 2011).

La medición del COT evalúa tres componentes (McCarthy *et al.*, 2011):

- El carbono de la materia orgánica extraíble que proviene principalmente del craqueo térmico del querógeno. Este carbono se encuentra en el bitumen y gas que la roca ha generado, pero no ha expulsado.
- El carbono convertible, el cual está contenido en el querógeno y representa el potencial de generación de petróleo remanente en la roca. La capacidad para generar petróleo depende en gran medida de la composición química de la materia orgánica.
- El carbono residual que representa la porción de querógeno que no posee potencial para la generación de crudo o gas porque su estructura química altamente condensada contiene muy poco hidrógeno.

La medición de COT es la primera clasificación para la cuantificación de la riqueza orgánica y sólo proporciona una escala semi-cuantitativa del potencial de generación de crudo, permitiendo conocer la cantidad de materia orgánica presente en la roca, pero no la calidad ni la madurez de la misma (McCarthy *et al.*, 2011). Esta técnica mide el COT actual en la roca por lo que es recomendable aplicarla sobre la roca térmicamente inmadura, para que el COT actual corresponda al COT inicial y por ende represente el potencial de la roca generadora evaluada. La clasificación de las rocas generadoras a partir de su COT medido varía de acuerdo con varios autores, sin embargo, en general, un COT > 3% indica un buen potencial de esa roca para ser considerada como roca generadora. La Tabla 1 muestra la clasificación de las rocas generadoras en función del COT de acuerdo con Peters *et al.* (2005).

3.2.2. Técnica de Pirólisis Rock-Eval

Esta técnica proporciona datos sobre la cantidad, el tipo y la madurez térmica de la materia orgánica. Para el proceso de pirólisis rock – eval, se requieren solo 100 mg de muestra de roca pulverizada, los cuales son calentados bajo una atmósfera inerte de helio o nitrógeno. Los compuestos orgánicos liberados a través del proceso de calentamiento son medidos con un detector de ionización de llama. Los detectores infrarrojos miden el CO y CO₂ durante los procesos de pirólisis y oxidación, mientras que una termocupla monitorea las temperaturas. Estas mediciones se registran en gráficas denominadas *pirogramas* como el que se muestra en la Figura 15 (McCarthy *et al.*, 2011).

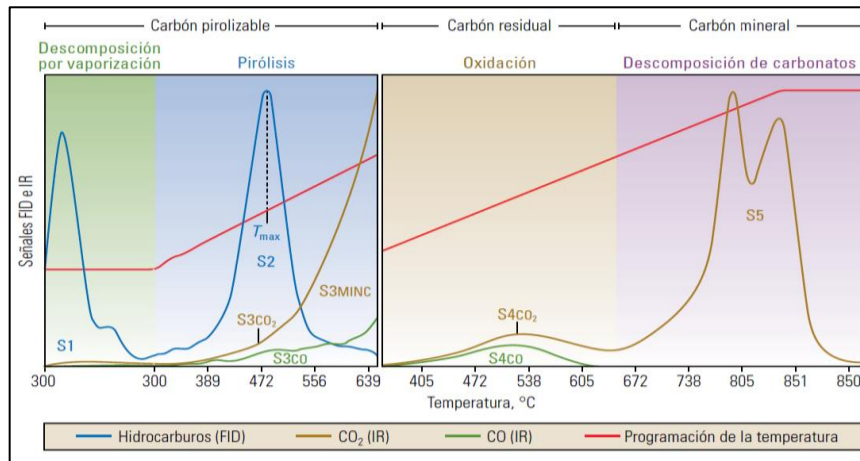


Figura 15. Representación esquemática del pirograma obtenido mediante el análisis de pirólisis rock - eval (Tomado de McCarthy *et al.*, 2011).

Las muestras son calentadas en etapas. El método “estándar” inicialmente mantiene una temperatura constante de 300°C durante varios minutos, seguido por un periodo de calentamiento programado de 25°C/min hasta alcanzar una temperatura máxima de 850°C aproximadamente (McCarthy *et al.*, 2011).

Durante la primera etapa de calentamiento (300°C), son liberados los “hidrocarburos libres”, los cuales comprenden el volumen de hidrocarburos generados en el subsuelo y que aún estaban contenidos en la roca, estos hidrocarburos están representados por el pico S1. Posteriormente, durante la etapa de aumento gradual de la temperatura, se generan hidrocarburos a través del craqueo térmico del querógeno, llamados “hidrocarburos residuales”, los cuales

comprenden el potencial de generación que tiene la roca generadora si continúa el proceso de maduración, estos hidrocarburos están representados por el pico S2. Durante la segunda etapa también se libera CO₂, el cual está representado por los picos S4 y S5, el primero representa el CO₂ liberado durante el craqueo térmico del querógeno y el segundo el CO₂ derivado de la descomposición de los minerales de carbonatos presentes en la roca (McCarthy *et al.*, 2011). Todas las mediciones anteriores representan los miligramos de hidrocarburos libres, hidrocarburos residuales o CO₂ contenidos en un gramo de roca.

Una termocupla registra las temperaturas del proceso de pirólisis y a partir de estos datos se genera el valor de T_{máx}, el cual representa la temperatura del horno de pirólisis a la cual hubo la máxima generación de hidrocarburos. Este valor de T_{máx} no debe confundirse con las temperaturas geológicas, pero es útil para caracterizar la evolución térmica de la materia orgánica. McCarthy *et al.* (2011), proponen algunos criterios de evaluación de las rocas generadoras y del tipo de hidrocarburo generado a partir de algunos de los parámetros medidos mediante la técnica de pirólisis rock - eval, las tablas a continuación muestran un resumen de ello.

Tabla 4. Clasificación de rocas generadoras en función de los valores de S1 y S2 (Peters y Cassa, 1994 en Magoon y Dow, 1994).

Pico S1 (mg HC/g de roca)	Pico S2 (mg HC/g de roca)	Potencial de generación
<0,5	<2,5	Pobre
0,5 a 1,0	2,5 a 5,0	Medio
1,0 a 2,0	5,0 a 10,0	Bueno
2,0 a 4,0	10,0 a 20,0	Muy bueno
>4,0	>20	Excelente

Tabla 5. Tipos de querógeno y fluido obtenido, en función de parámetros geoquímicos (Peters y Cassa, 1994 en Magoon y Dow, 1994).

Tipo de querógeno	IH (mg HC/g COT)	S2/S3	Fluido principal obtenido (roca suficientemente madura)
Querógeno Tipo I	>600	>15	Crudo
Querógeno Tipo II	300-600	10-15	Crudo
Querógeno Tipo II/III	200-300	5-10	Crudo y gas
Querógeno Tipo III	50-200	1-5o	Gas
Querógeno Tipo IV	<50	<1	No produce

Tabla 6. Grado de madurez de acuerdo al parámetro $T_{m\acute{a}x}$ (Peters y Cassa, 1994 *en* Magoon y Dow, 1994).

$T_{m\acute{a}x}$ (°C)	Etapa
<435	Inmadura
435-445	Madurez temprana
445-450	Pico de madurez
450-470	Madura
>470	Sobremadura

A partir de las mediciones obtenidas por el método de pirólisis Rock-Eval, se pueden calcular algunos índices importantes que ayudan a la interpretación de las características de las rocas generadoras. Estos índices se describen en McCarthy *et al.*, 2011 como:

- Índice de hidrógeno (IH), se obtiene a partir de la relación entre el hidrógeno y el COT y se define como $100 \times S_2 / TOC$. El IH es proporcional a la cantidad de hidrógeno contenido en el querógeno y un IH alto indica un mayor potencial para la generación de crudo. El tipo de querógeno también puede ser inferido a partir de este índice.
- Índice de oxígeno (IO), se obtiene a partir de la relación entre el CO_2 y el COT y se define como $100 \times S_3 / TOC$. El IO se relaciona con la cantidad de oxígeno en el querógeno y es útil para determinar la madurez y el tipo de querógeno.
- Índice de producción (IP), se obtiene a partir de la relación entre los hidrocarburos generados durante la primera y la segunda etapa del proceso de pirólisis y se define como $S_1 / (S_1 + S_2)$. Esta relación se utiliza para caracterizar la evolución de la materia orgánica, ya que el IP tiende a incrementarse con el aumento del soterramiento y por ende de la madurez térmica (antes de la expulsión de los hidrocarburos) de la roca generadora.
- El potencial de crudo representa la cantidad de hidrocarburos que podría originarse a partir de una roca generadora suficientemente madura, se define como $S_1 + S_2$ y se expresa como kg de hidrocarburos / t de roca.

Estos índices pueden ser graficados en un diagrama tipo van Krevelen para inferir el tipo y madurez térmica del querógeno como se muestra en la Figura 16.

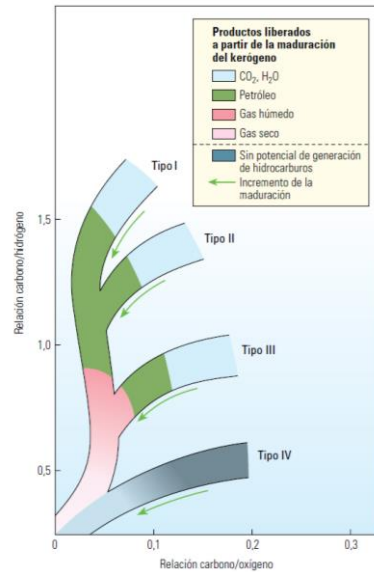


Figura 16. Diagrama de van Krevelen (Tomado de McCarthy et al., 2011)

El querógeno tipo I se deriva de restos de algas y plancton y se asocia a ambientes lacustres y marinos. El índice de hidrógeno en este tipo de querógeno es el más alto con respecto a los otros tipos de querógeno y, por lo tanto, este querógeno tiene el mayor potencial de generación de crudo, a pesar de que se necesitan niveles más altos de maduración térmica para alcanzar el máximo de generación de hidrocarburos con respecto a los otros tipos de querógeno (Nuñez y Baceta, 1994). El querógeno tipo II se deriva principalmente de los organismos de fitoplancton, asociados a ambientes reductores marinos. Este tipo de querógeno es más común que el tipo I y, es considerado como el querógeno típico generador de crudo (Nuñez y Baceta, 1994), sin embargo, también puede generar gas con el aumento de la temperatura. Este tipo de querógeno es rico en contenido de hidrógeno y presenta bajo contenido de carbono.

El querógeno tipo III se deriva de materia orgánica terrestre proveniente de las plantas superiores. Este tipo de materia orgánica es rica en lignina y celulosa y, a menos que los restos de plantas estén enriquecidos en cutículas, esporas o resinas, este tipo de querógeno solamente produce gas (Nuñez y Baceta, 1994). Este tipo de querógeno posee menor contenido de hidrógeno y mayor contenido de oxígeno que los querógenos tipo I y II.

El querógeno tipo IV es generado a partir de materia orgánica residual presente en sedimentos más antiguos, retrabajados y oxidados. Antes de la sedimentación final,

el querógeno tipo IV puede ser alterado por procesos de meteorización sub aérea, combustión u oxidación biológica en pantanos o suelos. Este tipo de querógeno presenta altos contenidos de carbono y ausencia de hidrógeno. Se considera una forma de “carbono muerto”, prácticamente sin potencial para la generación de hidrocarburos (McCarthy *et al.*, 2011).

3.2.3. Petrografía orgánica

3.2.3.1. Índice de alteración térmica (IAT)

El índice de alteración térmica (IAT) es una escala numérica basada en los cambios de color inducidos térmicamente en las esporas y el polen. Para su determinación el querógeno aislado es colocado sobre secciones delgadas y examinado bajo luz transmitida, usando un microscopio petrográfico. El analista compara el color de la muestra evaluada con el de un estándar establecido. Una ventaja del IAT es que los mayores cambios de color se producen en la ventana de crudo. Sin embargo, las mediciones de IAT son subjetivas, por ende, no son exactas. El grosor y el tipo de palinomorfos afectan los resultados, y muchas muestras contienen pocos palinomorfos. A pesar de las limitaciones, el IAT comúnmente proporciona datos útiles, incluso cuando otros parámetros de madurez térmica fallan (Peters y Cassa, 1994, en Magoon y Dow, 1994).

Los palinomorfos térmicamente inmaduros son amarillos, y a medida que aumenta la temperatura van cambiando a colores más oscuros. Durante la etapa de diagénesis presentan un color anaranjado o amarillo parduzco, mientras que durante la etapa de catagénesis presentan colores marrones, finalmente durante la metagénesis el color que se observa es negro, la tabla a continuación resume estas clasificaciones (McCarthy *et al.*, 2011).

Tabla 7. Índice de alteración en función de la coloración de palinomorfos (McCarthy et al., 2011)

Índice de alteración térmica (IAT)	Color de la materia orgánica	Hidrocarburos asociados
1: sin alteración	Amarillo	Hidrocarburos líquidos a gas seco
2: leve	Anaranjado a amarillo parduzco	Hidrocarburos líquidos a gas seco
3: moderado	Marrón	Hidrocarburos líquidos a gas seco
4: intenso	Negro	Gas seco
5: severo	Negro con evidencias adicionales de metamorfismo	Gas seco a ningún hidrocarburo

3.2.3.2. Índice de alteración del color de los conodontos (IAC)

Los conodontos son microfósiles que se encuentran en las rocas sedimentarias con edades entre 200 y 500 millones de años. Los conodontos destacan por su aplicación como indicadores de paleotemperaturas a través de los cambios de color que presentan. Estos cambios son consecuencia de la maduración de la materia orgánica contenida en el conodonto por el incremento de la temperatura a través del tiempo. Los cambios de color conforman una escala de valores denominada Índice de Alteración del Color de los conodontos (IAC) (Blanco y Sanz, 2012). La aplicación de este índice ha sido útil para reconocer los procesos geológicos a los que ha sido sometida la roca debido a cambios de presión y temperatura. Como consecuencia del desarrollo de estos procesos, los conodontos sufren habitualmente cambios en su estructura, superficie, composición química y color.

El cambio en el color de los conodontos fue sistematizado por Epstein *et al.* (1977) y Rejebian *et al.* (1987), estableciendo una escala de grados con 8 valores de IAC (Epstein *et al.*, 1977, Rejebian *et al.*, 1987, en Blanco y Sanz, 2012). El aumento en los grados del IAC tiene lugar por el incremento de la temperatura a través del tiempo, produciéndose un cambio progresivo, acumulativo e irreversible. Por lo tanto, el color podría indicar la temperatura máxima a la que ha estado un conodonto, y en consecuencia a la que estuvo la roca que lo contiene como se muestra en la Figura 17.

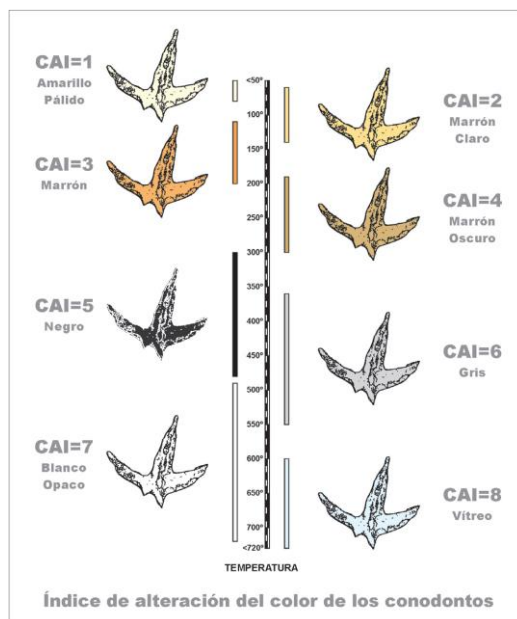


Figura 17. Coloración de los conodontos para cada valor del IAC y el rango de temperatura al que les corresponde. Tomado de Blanco y Sanz (2012).

3.2.3.3. Reflectancia de vitrinita (R_o)

La reflectancia de la vitrinita (R_o) permite evaluar el grado de madurez térmica de los querógenos desde la diagénesis hasta la metagénesis (Tabla 8), rango que abarca la secuencia de generación, preservación y producción del petróleo en las rocas (McCarthy *et al.*, 2011).

La vitrinita es un maceral formado mediante la alteración térmica de la lignina y la celulosa en las paredes de las células vegetales presentes en el querógeno. Con el incremento de la temperatura, la vitrinita experimenta reacciones de aromatización complejas e irreversibles, lo que se traduce en el incremento de la reflectancia (Peters y Cassa, 1994 en Magoon y Dow, 1994).

La reflectividad (R) se mide mediante un microscopio provisto de una lente con objetivo de inmersión en aceite y un fotómetro. Las mediciones de reflectancia de vitrinita se calibran cuidadosamente en función de los estándares de reflectancia del vidrio o de los minerales, y las mediciones de reflectancia representan el porcentaje de luz reflejada en el aceite (R_o) (McCarthy *et al.*, 2011).

Como indicadores de la madurez térmica, los colores de R_o varían con el tipo de materia orgánica. Y dado que el rango de temperatura de la ventana de gas se extiende

más allá del rango de generación del crudo, los valores de Ro para el gas mostrarán un incremento correspondiente por sobre los del crudo.

Tabla 8. Grado de madurez a partir de los valores de Ro y fluido asociado (McCarthy et al., 2011)

Ro (%)	Grado de madurez	Hidrocarburos asociados
<0,6	Querógeno inmaduro	Gas biogénico
0,6 – 0,8	Querógeno maduro	Crudo
0,8 – 1,1		Crudo y gas húmedo
1,1 – 1,5		Gas con tendencia a generar crudo en el extremo inferior del rango
>1,5	Querógeno sobremaduro	Gas predominantemente seco

Los datos de reflectancia de vitrinita (%Ro) a lo largo de un pozo, permiten, además de evaluar la madurez térmica a lo largo de la columna estratigráfica, identificar a partir de patrones de comportamiento, eventos geológicos como discordancias, fallas y tipo de fallas, intrusiones e intervalos con sobrepresiones (Figura 18), sin embargo, el muestreo debe ser a lo largo de toda la columna, garantizando una buena toma de muestra y posterior análisis.

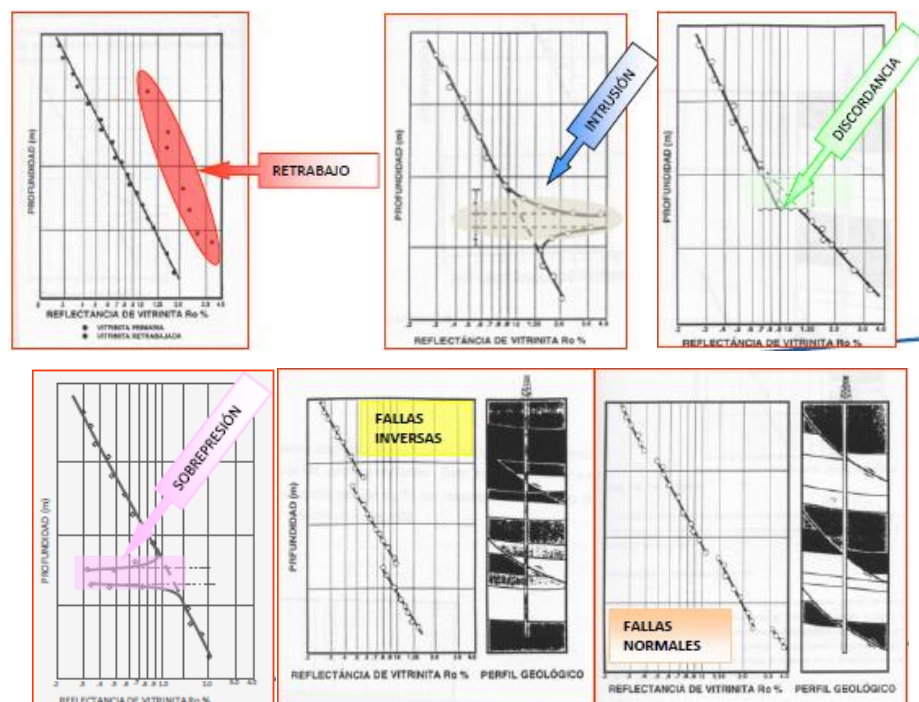


Figura 18. Interpretación de datos de reflectancia de vitrinitas (%Ro). Tomado de Gómez (2016).

3.3. Caracterización geoquímica del petróleo a través de las técnicas de CG y CG-EM

3.3.1. Cromatografía de gases (CG) y espectrometría de masas (EM)

Es una técnica analítica que determina la composición y concentración de los hidrocarburos saturados o aromáticos previamente aislados del bitumen o crudo (McCarthy *et al.*, 2011).

La cromatografía de gases permite evaluar las fracciones conocidas como C_{15}^- y C_{15}^+ . Para el caso de C_{15}^- , el gas liberado de la muestra durante su toma, se detecta o separa en picos individuales correspondientes al metano (C_1), etano (C_2), propano (C_3), isobutano (iC_4) y butano (nC_4), pentanos (iC_5 y nC_5) e hidrocarburos más pesados hasta C_{15}^- . La determinación de la composición y la concentración de estos gases permite evaluar el tipo de hidrocarburo que puede ser producido en un yacimiento prospectivo (McCarthy *et al.*, 2011).

La cromatografía de gases, acoplada con espectrometría de masas es utilizada para identificar las masas y las concentraciones relativas de los biomarcadores (McCarthy *et al.*, 2011).

3.3.1.1. Biomarcadores

Los biomarcadores son compuestos orgánicos detectados en las geosferas, cuyo esqueleto básico sugiere un origen relacionado a un producto natural (Mackenzie, 1984 en López, 2013). Son moléculas orgánicas complejas correspondientes a productos naturales específicos constituidos principalmente por carbono e hidrógeno, con menores cantidades de oxígeno, azufre y nitrógeno. Están presentes en extractos orgánicos obtenidos de sedimentos, rocas y crudos, y tienen una estructura similar al precursor biológico respectivo (Peters *et al.*, 2005 en López, 2013).

Aunque esas moléculas representan una pequeña fracción en crudos y bitúmenes, son de gran utilidad en las interpretaciones relativas al tipo, ambiente de sedimentación y madurez térmica de la materia orgánica (van Krevelen, 1984 en López, 2013; Philp y Oung, 1988; en López, 2013). Para estudios geológicos y ambientales, los biomarcadores más utilizados corresponden a compuestos con un alto grado de especificidad taxonómica y alto potencial de preservación, es decir,

tienen un número limitado de fuentes bien definidas y son recalcitrantes a los cambios por actividad biológica, física o química (Brocks y Summons, 2003 en López, 2013).

Dependiendo de la estructura química, hay dos grandes grupos de biomarcadores: los *biomarcadores alifáticos* y los *biomarcadores aromáticos*; dentro de cada grupo hay posteriores clasificaciones según la secuencia estructural representada en el esquema de la Figura 19. Adicionalmente existe un tercer grupo, correspondiente a compuestos aromáticos, para cuyas estructuras no hay suficiente evidencia de su origen, a partir de un producto natural precursor, este último grupo se clasifica como *marcadores aromáticos*. En el Anexo 2 se presenta una tabla resumen con cada uno de estos grupos y sus aplicaciones en la geoquímica del crudo como indicadores de tipo de materia orgánica, ambiente de sedimentación y madurez térmica.

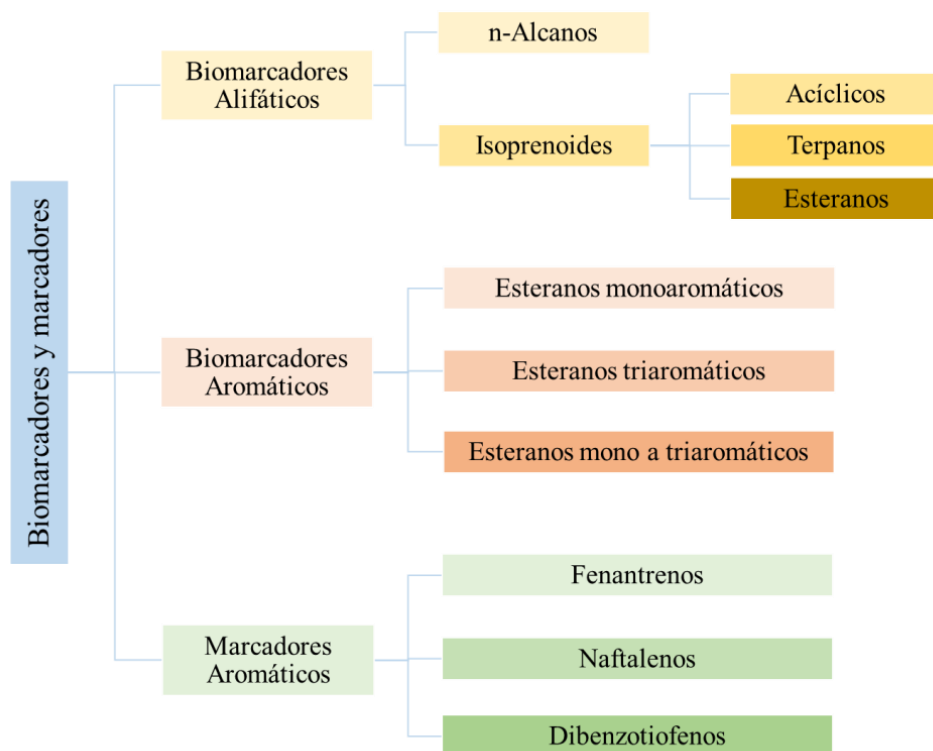


Figura 19. Clasificación de los biomarcadores y marcadores aromáticos. Tomado de López (2013).

3.4. Hidrocarburos gaseosos

Los principales gases hidrocarburos generados durante las sucesivas etapas de la evolución del querógeno se muestran en la Tabla 9 (Tissot y Welte, 1984). Tanto la primera y la última etapa de evolución (diagénesis y metagénesis) generan gas seco, es decir, metano con un contenido muy bajo de hidrocarburos superiores. Sin embargo, estas dos etapas son fácilmente diferenciadas por sus respectivos fraccionamientos isotópicos: la proporción de $\delta^{13}\text{C}_1$ para el gas biogénico (generado en etapa de diagénesis) está en un rango desde -90 hasta -55%, mientras que el gas termogénico (generado durante la etapa de metagénesis) muestra valores de $\delta^{13}\text{C}_1$ entre -40 y -20% (Tissot y Welte, 1984). La proporción de δD en el metano puede proveer información adicional importante, como se muestra en la Tabla 9. Durante la etapa de catagénesis se genera gas húmedo, incluyendo gas asociado a crudo.

Tabla 9. Hidrocarburos gaseosos generados durante las etapas de madurez térmica (Tissot y Welte, 1984).

Etapas de evolución	Producto	$\delta^{13}\text{C}_1$	δD
Diagénesis	Gas seco (biogénico)	-90 a -55	< -180
Catagénesis	Gas asociado a crudo Gas húmedo	-55 a -30	< -140
Metagénesis	Gas seco (termogénico)	-40 a -20	-150 a -130

Bernard y Brooks (1977) y Schoell (1983) proponen unos diagramas que permiten clasificar el metano biogénico y el metano termogénico en base a las variaciones composicionales e isotópicas del carbono (Figura 20 y figura 21). En estos diagramas la variable diagnóstica para clasificar el metano como biogénico es el alto porcentaje de CH_4 , empobrecido en ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}_1 \leq -55\%$).

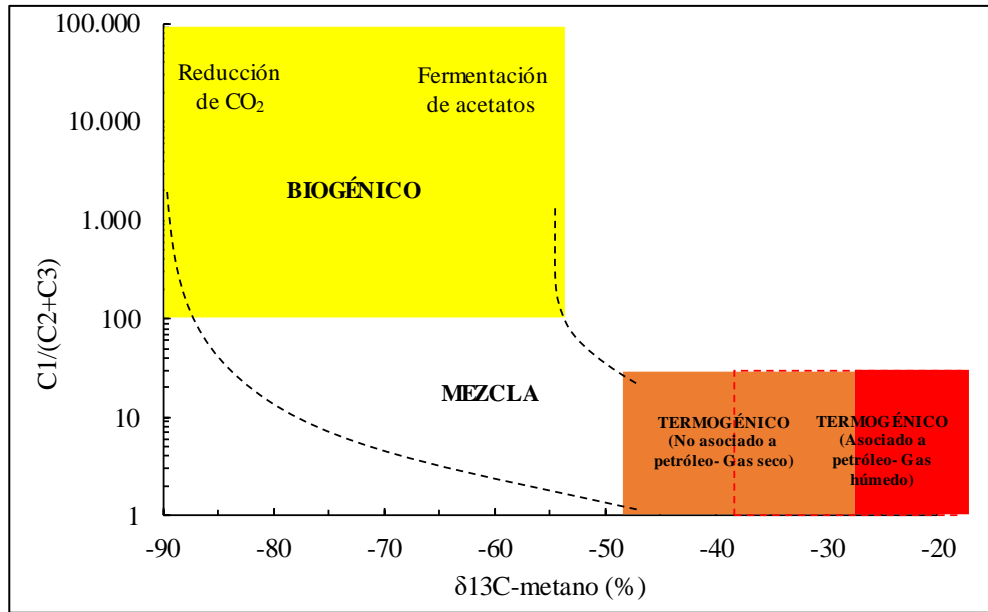


Figura 20. Clasificación genética del metano a partir de la relación molecular $C_1/(C_2+C_3)$ y la composición isotópica $\delta^{13}C_1$ (Bernard y Brooks., 1977).

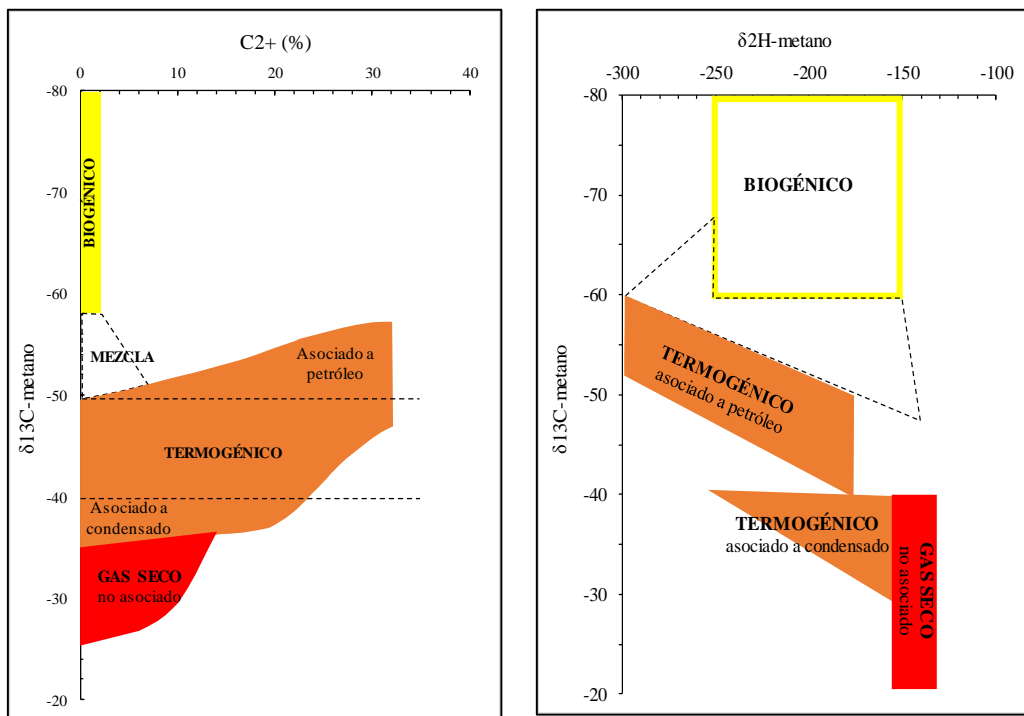


Figura 21. Clasificación genética del metano (Schoell, 1983).

El gas biogénico primario (predominantemente metano con $\delta^{13}\text{C} < 55 \text{‰}$) formado a partir de la descomposición de la materia orgánica presente en los sedimentos de las cuencas sedimentarias representa el 20% de los recursos mundiales de gas natural (Rice y Claypool, 1981; Whiticar, 1999) y el resto es gas termogénico asociado al crudo formado durante la catagénesis (30%) y gas termogénico seco formado durante la metagénesis (50%) (Grünau, 1983 en Milkov, 2011). Sin embargo, experimentos de laboratorio demostraron que la biodegradación anaeróbica del crudo da como resultado la formación de gas biogénico secundario en el que el metano también es el hidrocarburo predominante (Bokova, 1953; Jones *et al.*, 2008 en Milkov, 2011).

3.4.1. Gas biogénico

El gas biogénico es producido durante la descomposición de la materia orgánica contenida en las rocas generadoras (gas biogénico primario) o del crudo presente en los yacimientos (gas biogénico secundario) por la actividad de microorganismos anaeróbicos. El gas metano es el principal producto generado por la actividad bacteriana *in-situ*, sin embargo, puede contener cantidades bajas (alrededor de 2%) de etano, propano y pentano (Rice y Claypool, 1981).

En general, el gas biogénico primario y secundario están compuestos principalmente por metano, sin embargo, el metano biogénico primario presenta valores de $\delta^{13}\text{C} < -55 \text{‰}$, mientras que el metano biogénico secundario presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -55‰ y -35‰ y debe estar asociado a acumulaciones de crudo con evidencia de alta biodegradación (Milkov, 2011). Finalmente, el indicador más importante para definir si el gas metano es el resultado de la biodegradación de crudo por bacterias anaeróbicas de acuerdo a Milkov (2011) es la presencia de CO_2 con valores de $\delta^{13}\text{C} > +2 \text{‰}$.

La acción bacteriana productora de metano en cantidades significativas se presenta bajo condiciones anóxicas y en ambientes carentes de sulfato disuelto, lo cual restringe la ocurrencia de gas metano biogénico a algunos ambientes geológicos particulares como: sedimentos marinos (Claypool y Kaplan, 1974 en Vaz dos Santos, 2004), sedimentos lacustres (Cappenberg, 1974; Winfrey *et al.* 1977 en Vaz

dos Santos, 2004), manglares (King e Wiebe, 1977 en Vaz dos Santos, 2004), e incluso en sedimentos glaciares (Colleman, 1976 en Vaz dos Santos, 2004).

La producción de metano biogénico es controlada por varios factores críticos. Estos factores deben estar presentes no sólo para comenzar la generación, sino también para mantener la producción durante un período de tiempo para que grandes cantidades pueden acumularse. Las condiciones favorables de generación de metano de acuerdo con Rice y Claypool (1981) son:

- *Ambientes anóxicos*: los microorganismos metanogénicos son estrictamente anaeróbicos.
- *Ambientes con bajo contenido de sulfato disuelto*: en ambientes en los que la concentración de sulfato del agua es baja, como salobre o agua dulce, la producción de metano se inicia inmediatamente después de que se agote el oxígeno. Sin embargo, en el medio marino, el sulfato debe reducirse casi completamente para que cantidades significativas de metano se pueden acumular.
- *Temperatura*: La generación de metano por microorganismos puede ocurrir a profundidades equivalentes a temperaturas entre 50 y 75°C (Buswell y Mueller, 1952; Zeikus y Wolfe, 1972, en Rice y Claypool, 1981). Aunque los metanógenos pueden funcionar en un amplio rango de temperaturas, lo óptimo para una determinada población en general, se limita a estas temperaturas. 75° parece ser la temperatura máxima aceptable, incluso para bacterias termófilas, de acuerdo con observaciones realizadas en la degradación del crudo en el subsuelo por otros tipos de bacterias (Tissot y Welte, 1984). Observaciones empíricas muestran que la producción óptima de metano biogénico ocurre alrededor de 65 a 70°C (Rice y Claypool, 1981).
- *Presencia de materia orgánica*: La materia orgánica es requerida para la metanogénesis y los diferentes procesos metabólicos que la preceden y soportan. La concentración mínima de carbono orgánico en la materia orgánica metabolizable debe ser equivalente a aproximadamente 0,5% para apoyar la producción de metano en los sedimentos marinos (Claypool y Kaplan, 1974; Rashid y Vilks, 1977, en Rice y Claypool, 1981).

- *Espacio*: una cantidad mínima de espacio es requerida por las bacterias para las funciones bacterianas, particularmente en sedimentos de grano fino donde están contenidos los nutrientes orgánicos. En las lutitas típicamente los poros miden de 1 a 3 μm (Momper, 1978 en Rice y Claypool, 1981). Sin embargo, las bacterias miden entre 1 y 10 μm (Momper, 1978 en Rice y Claypool, 1981) indicando que ellas no son capaces de funcionar en lutitas compactas. Sin embargo, el espacio puede no ser un factor limitante para la actividad bacteriana bajo condiciones de estado avanzado de deshidratación y compactación a los que llegan los lodos a profundidades de enterramiento de aproximadamente 2.000 m (Welte, 1972 en Rice y Claypool, 1981).

Estos requerimientos controlan el tiempo y la profundidad de la generación de metano en sedimentos marinos. Factores fisiológicos, ecológicos y geológicos restringen significativamente los niveles de producción de metano biogénico a la secuencia diagenética mostrada en la Figura 22. Esta secuencia diagenética puede desarrollarse de manera incompleta, y puede ser expresada en una escala de profundidad muy pequeña de pocos centímetros como a una más grande de cientos de metros, dependiendo de las tasas relativas de los procesos biológicos y la acumulación de sedimentos. La mayor proporción de gas biogénico probablemente se genera a profundidades de soterramiento de 1.000 m (Welte, 1972 en Rice y Claypool, 1981).

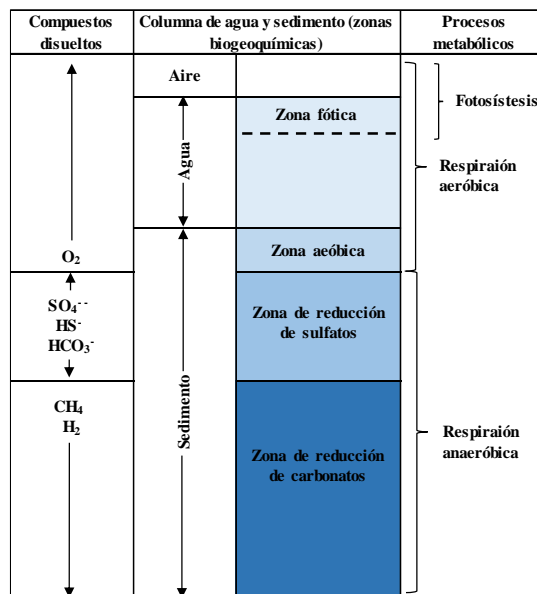
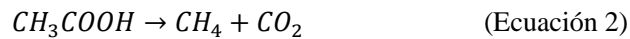
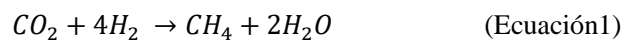


Figura 22. Sucesión de ecosistemas microbianos que conducen a la generación de metano.

Tomado y modificado de Welte, 1972 en Rice y Claypool, 1981.

Los mecanismos de producción de metano mediante la actividad bacteriana que se han reconocido en la naturaleza son básicamente (1) reducción de CO₂ (ecuación 1) y (2) la fermentación de acetatos (ecuación 2) (Schoell, 1980; Whiticar *et al.* 1986 en Vaz dos Santos, 2004). Además del acetato, otros compuestos derivados de ácidos orgánicos u otros compuestos orgánicos (como formiato, o propionato), pueden servir de materia prima para la disociación bacteriana. En ambos procesos formadores de metano biogénico la molécula de metano es derivada principalmente de la materia orgánica y de agua (Vaz dos Santos, 2004). SO₄⁻ HS⁻ HCO₃⁻



La acumulación de gas biogénico depende del cumplimiento de determinadas condiciones fisicoquímicas y sedimentológicas para la concentración y el entrapamiento. En ambientes no marinos de aguas salobres o generalmente bajos en sulfato, la producción de metano se inicia cerca de la superficie y la mayoría del gas inicialmente formado se pierde por la oxidación bacteriana aeróbica o escapa a la atmósfera debido a las presiones hidrostáticas bajas. En los sedimentos marinos, comienza la producción de metano a una profundidad por debajo de la interfaz agua-sedimento debido a que la reducción del sulfato debe preceder a la misma. En las secuencias carbonáticas- evaporíticas, la producción de metano biogénico puede ser inhibida por sulfato (Rice y Claypool, 1981).

Debido a la alta presión hidrostática ejercida por la columna de agua, una mayor cantidad de metano biogénico en sedimentos marinos puede ser retenido en solución en las aguas intersticiales (poros). Esto puede servir como un mecanismo de retención hasta que los sedimentos se compactan y se forman trampas y sellos (Rice y Claypool, 1981).

En ambientes de plataforma y marinos, la sedimentación de limos y arenas relativamente impermeables cubiertos por lodos y arcillas ricas en materia orgánica ofrece condiciones muy favorables para la generación y acumulación de metano biogénico *in situ* (Rice y Claypool, 1981).

La mayoría de las acumulaciones de gas biogénico presentan presiones de yacimiento bajas debido a su poca profundidad de soterramiento. Sin embargo, también están por debajo de los gradientes de presión hidrostática normales. Estas bajas presiones pueden estar probablemente relacionadas con la eliminación de la sobrecarga y de este modo puede coincidir con exsolución del gas, lo que ayuda a entramparlo. Las presiones subnormales probablemente son el resultado de la dilatación de volumen de poros y de una disminución de la temperatura del depósito asociado con levantamiento y erosión (Barker, 1972; Dickey y Cox, 1977 en Rice y Claypool, 1981).

Chris Clayton (2010), menciona los siguientes *plays* como claves para el gas biogénico:

- Abanicos submarinos:
 - Alta tasa de sedimentación.
 - Bajos gradientes geotérmicos.
 - Lutitas y areniscas como roca generadora y yacimiento respectivamente intercaladas que están directa e inmediatamente asociadas.
 - Materia orgánica de origen terrestre.
- Deltas
 - Alta tasa de sedimentación.
 - Bajos gradientes geotérmicos.
 - La materia orgánica presente es usualmente de origen terrestre.
- Planicies costeras
 - Tasa de sedimentación por debajo de la óptima, pero con gran extensión.
 - Materia orgánica de origen terrestre.

3.4.2. Gas termogénico

La generación de gas termogénico inicia con la etapa de catagénesis ($0.60\% < R_o < 2.0\%$) (Tissot y Welte, 1984). La catagénesis incluye la generación de crudo ($0,6\% < R_o < 1,35\%$) y la generación de gas húmedo ($1,35\% < R_o < 2,00\%$).

En la fase inicial de la ventana de crudo la producción de gas es relativamente pequeña en relación con la generación de bitumen, y va aumentando directamente proporcional con la evolución térmica. Normalmente los gases en esta etapa presentan proporciones menores de metano en relación con el metano de origen biogénico ($\text{CH}_4 < 95\%$), y los valores de $\delta^{13}\text{C}_1$ se encuentran aproximadamente entre -50% y -20% (Figura 20) (Vaz dos Santos, 2004). Los hidrocarburos gaseosos en esta etapa se generan por craqueo primario del querógeno y el bitumen y se conocen como “gas asociado”. Estos gases pueden ser determinados por los valores elevados de la diferencia isotópica de carbono entre etano y propano ($\delta^{13}\text{C}_2 - \delta^{13}\text{C}_3$) y por las bajas relaciones etano/propano (C_2/C_3) (Lorant *et al.*, 1988 en Vaz dos Santos, 2004) como lo muestra la Figura 23).

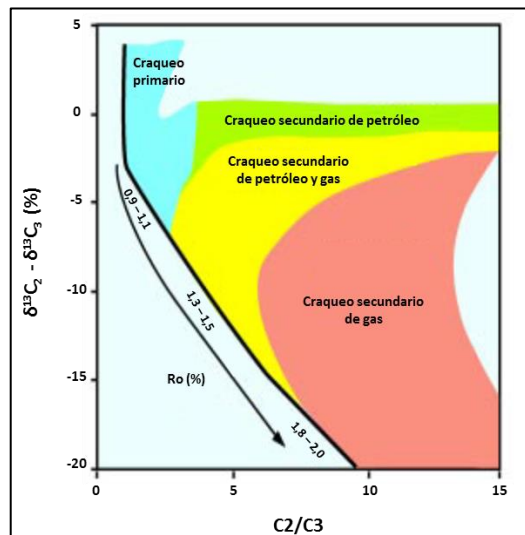


Figura 23. Tipos de craqueo de los hidrocarburos termogénicos con base en la relación entre la diferencia isotópica del etano y el propano ($\delta^{13}\text{C}_2 - \delta^{13}\text{C}_3$) versus la relación etano/propano (C_2/C_3). Lorrant *et al.*, 19988 en Vaz dos Santos, 2004.

A medida que los niveles de evolución térmica se aproximan a 1,35% de Ro la estabilidad de los hidrocarburos líquidos decrece rápidamente y los gases tienden a predominar sobre ellos. Estos gases son enriquecidos en C_2 ($(\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3) < 100)$) y pueden estar asociados a crudos ligeros y condensados. Sin embargo, con el aumento de los niveles de madurez térmica, en catagénesis tardía ($\text{Ro} \sim 1,35\%$), hay un aumento de la cantidad relativa de metano en la mezcla de gases, y los hidrocarburos líquidos ya no son estables (Vaz dos Santos, 2004).

Durante la metagénesis ($R_o > 2\%$), algunos de los constituyentes del querógeno son todavía capaces de generar metano, lo cual fue demostrado por los experimentos realizados por Jüntgen y Karweil (1966) en Tissot y Welte (1984). El gas generado durante esta etapa es conocido como gas seco y está constituido por más de 95% de metano con valores de $\delta^{13}C_1 > -35\%$ (Schoell, 1983).

CAPÍTULO IV

4. MARCO METODOLÓGICO

En este capítulo se presenta la metodología empleada a lo largo de la investigación que permitió obtener los datos y resultados necesarios para cumplir los objetivos planteados.

4.1. Análisis y validación de información

Se realizó la revisión y organización de la información disponible del área de estudio: informes técnicos, carpetas de pozos, publicaciones y presentaciones. Posteriormente, se jerarquizaron los pozos de acuerdo con la información y datos disponibles y se seleccionaron los pozos que finalmente serán incluidos dentro del estudio (Tabla 10).

Tabla 10. Información y datos disponibles en los pozos seleccionados para el modelo.

Pozo	Registros					Bioestratigrafía	Geoquímica de roca		Geoquímica de los hidrocarburos			
	Gamma Ray	Resistividad	Sónico	Neutrón	Densidad		Pirólisis	Petrografía orgánica (%Ro)	Isótopos de carbono (saturados y aromáticos)	Cromatografía de gases (CG)	CG-EM	
											Alifáticos	Aromáticos
P1	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
P2	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
P3	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
P4	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
P5	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
P6	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
P7	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
P8	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

DATOS DISPONIBLES
 DATOS NO DISPONIBLES

Finalmente, se generó una base de datos con la información básica requerida como entrada para el software Petromod® 2015 para cada pozo incluido en el modelo,

esta base de datos se alimentó a lo largo del desarrollo del proyecto con la información disponible para cada etapa. La Figura 24 muestra un esquema referencial de la información incluida en esta base de datos, es importante aclarar que no todos los pozos contaban con la totalidad de la información, sólo se tenía para todos los pozos los datos completos de la primera etapa “Datos de pozo”.

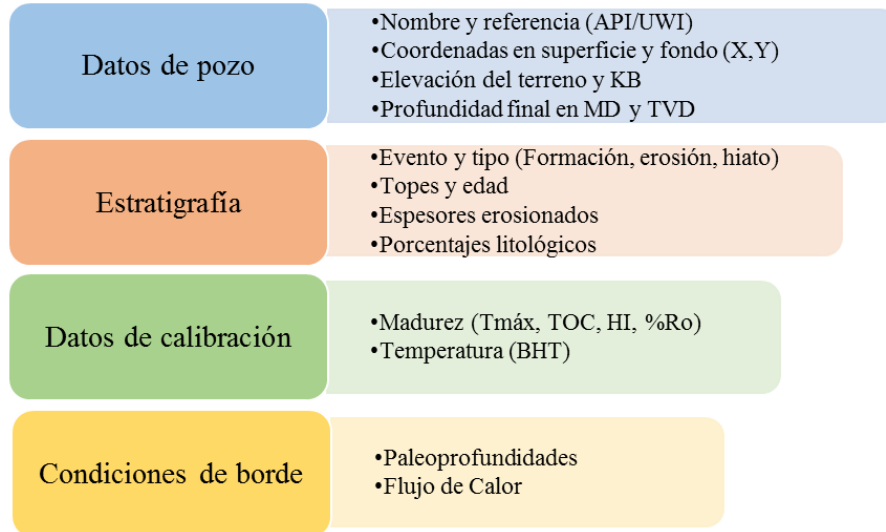


Figura 24. Esquema referencial de la información contenida en la base de datos generada.

4.2. Modelado del sistema petrolero

Un modelo integrado del sistema petrolero requiere una evaluación completa de cuatro componentes modulares: (1) geológicos y geofísicos; (2) geoquímicos; (3) generación de hidrocarburos y (4) preservación de hidrocarburos.

4.2.1. Componente geológico y geofísico

El componente geológico y geofísico abarca todos los estudios relacionados con los límites litográficos y cronoestratigráficos, las complejidades estructurales, la estratigrafía de secuencias y la definición de trampas. Para la definición del marco estructural y estratigráfico se realizó la interpretación de 10 líneas sísmicas 2D junto con la información de los registros disponibles de los pozos P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7 y P8 (Figura 25), donde se asociaron las discordancias observadas con los eventos tectónicos y eustáticos a nivel regional preestablecidos que definen la evolución de la cuenca.

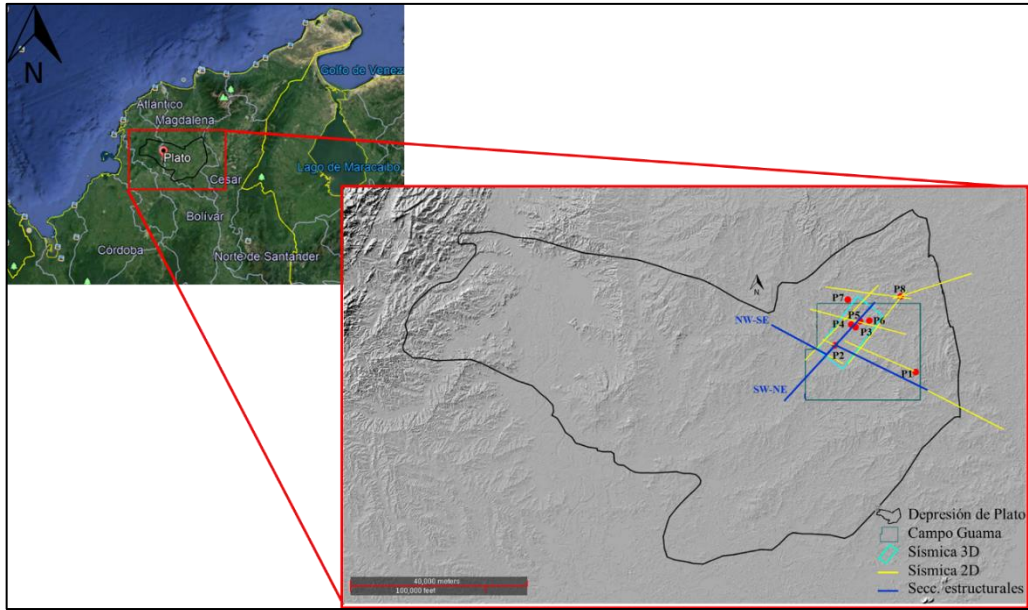


Figura 25. Información geofísica y de pozos analizados.

Posteriormente, a partir de los reportes de bioestratigrafía disponibles (Duque, 1994; Martínez y Reyes, 1994; BLOSS, 2016; IGIS, 2014 y HOCOL, 1993) en los pozos P2, P3, P5, P7 y P8, se asignó edad, paleobatimetría y paleoambiente a cada evento identificado, de acuerdo al esquema de zonificación presentado en la Figura 26.

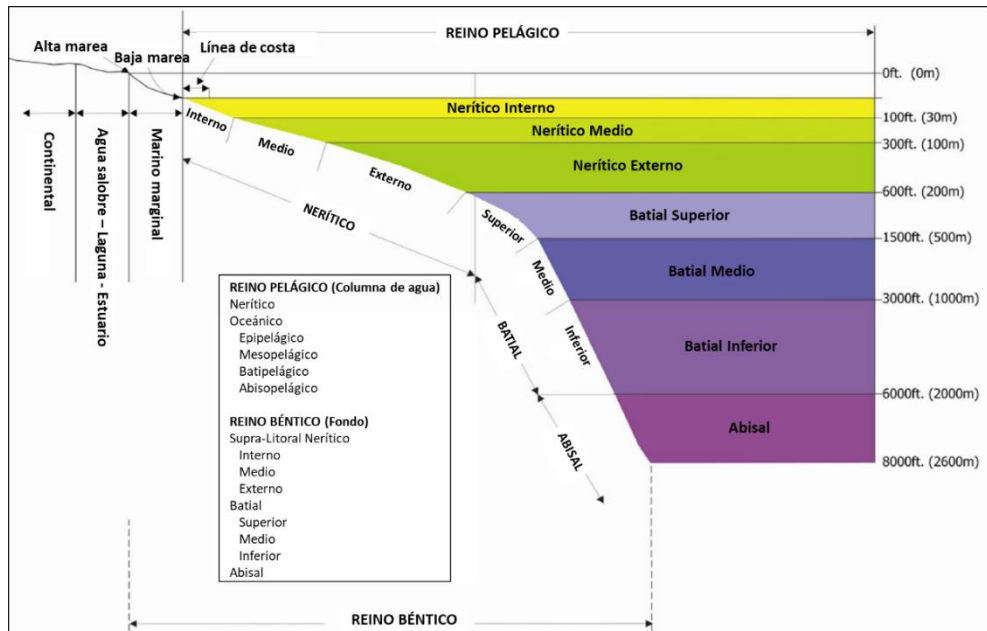


Figura 26. Zonación paleobatimétrica y paleoambiental. Tomado de BLOSS (2016).

La Figura 27 muestra el flujo de trabajo empleado para la construcción del modelo geológico.

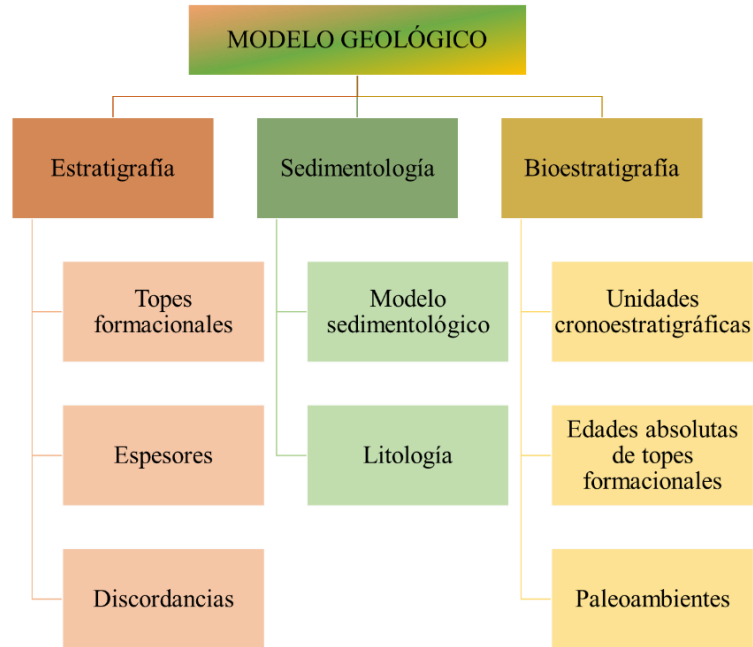


Figura 27. Flujograma de trabajo para la generación del modelo geológico.

4.2.1.1. Determinación de espesores erosionados

Para cada evento discordante definido se debió estimar un espesor erosionado, lo cual se ejecutó para las principales discordancias intraformacionales (Porquero D – Porquero C, Porquero C – Porquero B y Porquero B – Porquero A) y para el espesor erosionado en superficie, aplicando la metodología de Gómez (2016) para intervalos presurizados y no presurizados, basada en las metodologías planteadas por Heasler y Kharitonova (1996) y Nederloft (1996), para la determinación de espesores erosionados en superficie e intraformacional, respectivamente. A continuación, se exponen los pasos secuenciales de la metodología mencionada:

- A. Definición de unidades petrofísicas, las cuales son unidades informales con características particulares de compactación, litologías, porosidades y resistividades. Se definen principalmente a partir de los registros sísmico (DT), densidad neutrón y resistividad, graficados a escala 1:10.000. Posteriormente se compararon estas unidades con los marcadores intraformacionales vistos en sísmicas y confirmados con bioestratigrafía y sedimentología.

B. Representación gráfica de las pendientes promedio pre y post discordantes, que representarán la tendencia de compactación en cada intervalo definido. La pendiente prediscordante en la zona presurizada se asumió de la tendencia infrayacente no presurizada. Es importante tener en cuenta los litotipos presentes en el área de estudio, para columnas con heterogeneidad litológica (rocas carbonáticas y clásticas intercaladas), se debe utilizar la tendencia de compactación de las lutitas, mientras que para columnas con litologías similares (clásticas o carbonáticas), se debe utilizar una tendencia promedio. En este caso, se utilizó una curva promedio ya que la litología presente es clástica a lo largo la columna estudiada (Figura 28).

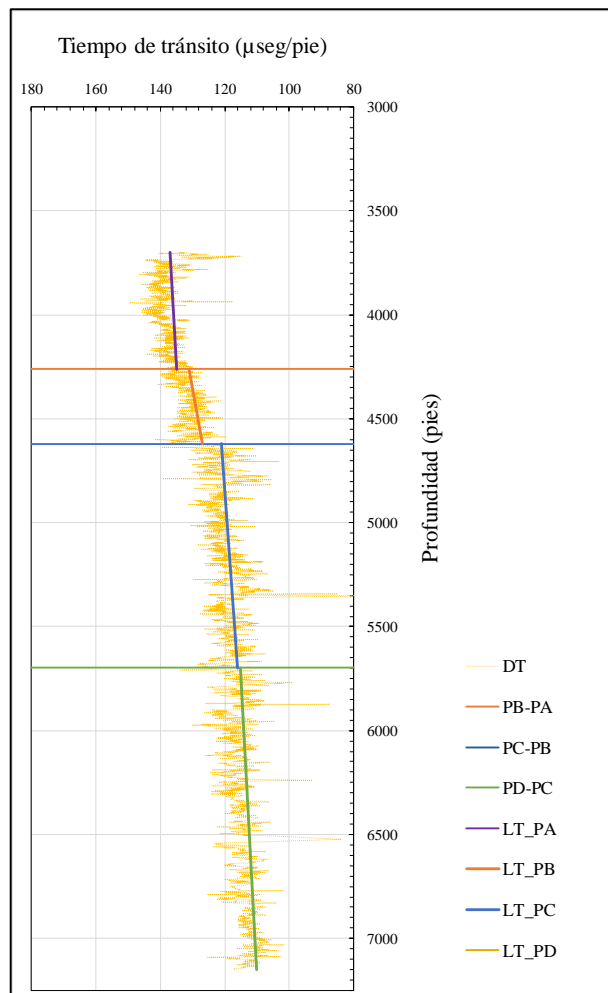


Figura 28. Representación gráfica de las pendientes de compactación promedio por cada unidad formacional.

- C. Prolongación de la tendencia de compactación, para el cálculo de espesores erosionados intraformacionales, en este caso, se extrapoló exponencialmente la pendiente promedio de la tendencia de compactación de la secuencia prediscordante hasta tiempos de tránsito iniciales de la secuencia postdiscordante. Por su parte, para determinar el espesor erosionado en superficie, se extrapoló exponencialmente la pendiente promedio de la tendencia de compactación de la secuencia más reciente hasta un tiempo de tránsito de 180 $\mu\text{s}/\text{pie}$ (comienzo de la sedimentación según Magara, 1978), como se muestra en la Figura 29.

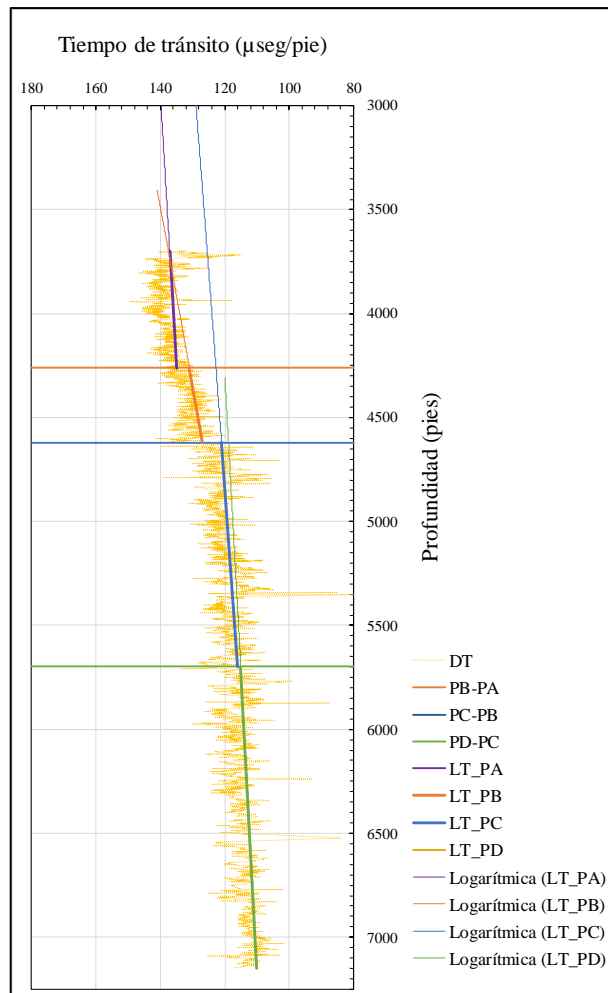


Figura 29. Representación gráfica de la extrapolación logarítmica de las pendientes de compactación promedio por cada unidad formacional

D. Cálculo de espesores erosionados, para lo cual se trazó una línea vertical desde el inicio de la tendencia de compactación de la secuencia posdiscordante (P1) hasta que la intercepción con la línea extrapolada exponencialmente de la tendencia de compactación de la sección prediscordante (P2) y posteriormente, se tomaron los valores de profundidad de P1 y P2 y se restaron, obteniendo así el valor estimado del espesor erosionado intraformacional correspondiente a esta discordancia. Por su parte, para determinar el espesor erosionado en superficie, se tomó la profundidad dada por la intercepción de la línea extrapolada exponencialmente de la tendencia de compactación de la sección más reciente evaluada a 180 $\mu\text{s}/\text{pie}$ (comienzo de la sedimentación según Magara, 1978), tal y como se muestra en la Figura 30.

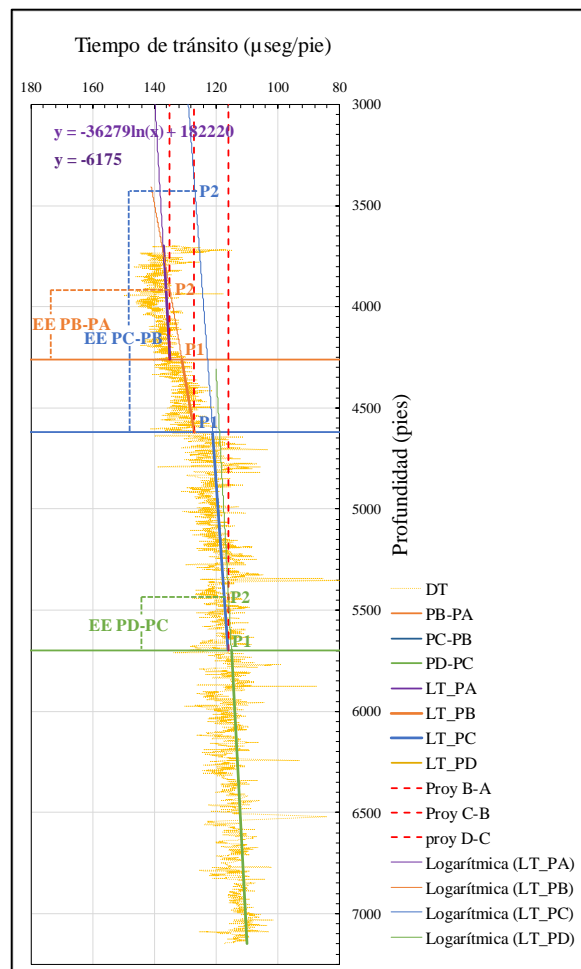


Figura 30. Representación gráfica del procedimiento para el cálculo de los espesores erosionados intraformacionales y en superficie.

E. Validación de los resultados obtenidos con los datos de reflectancia de vitrinita, para estimar el espesor erosionado en superficie a partir de los datos de reflectancia de vitrinita, para ello se hizo la proyección logarítmica de la tendencia de las mediciones de %Ro y se evaluó la profundidad dada con un valor de $R_o=0,2$ (Figura 31).

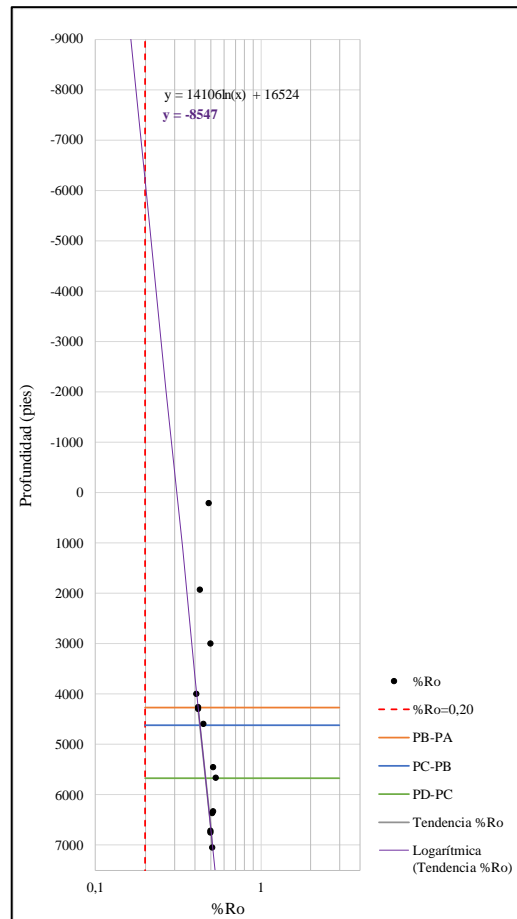


Figura 31. Representación gráfica del procedimiento para el cálculo del espesor erosionado en superficie a partir de datos de %Ro.

Para el caso de los intervalos donde no había disponibilidad de datos de registro sísmico (infrayacente a Porquero E y suprayacente a Porquero A), ya sea porque el pozo no los atravesó o porque las corridas se hicieron sólo para un intervalo particular y no de todo el pozo hasta superficie, se utilizó la sísmica como herramienta para estimar los espesores erosionados intraformacionales correspondientes (Ciénaga de Oro – Porquero F, Porquero F – Porquero E, Porquero E – Porquero D y N10 – N14).

4.2.2. Componente geoquímico

El componente geoquímico incluye el análisis y caracterización del potencial de la roca generadora y de los fluidos presentes en las acumulaciones de interés. En la Figura 32 se presenta el flujograma de trabajo seguido para el modelado geoquímico 1D. En esta investigación se realizó tanto análisis geoquímico convencional como no convencional.

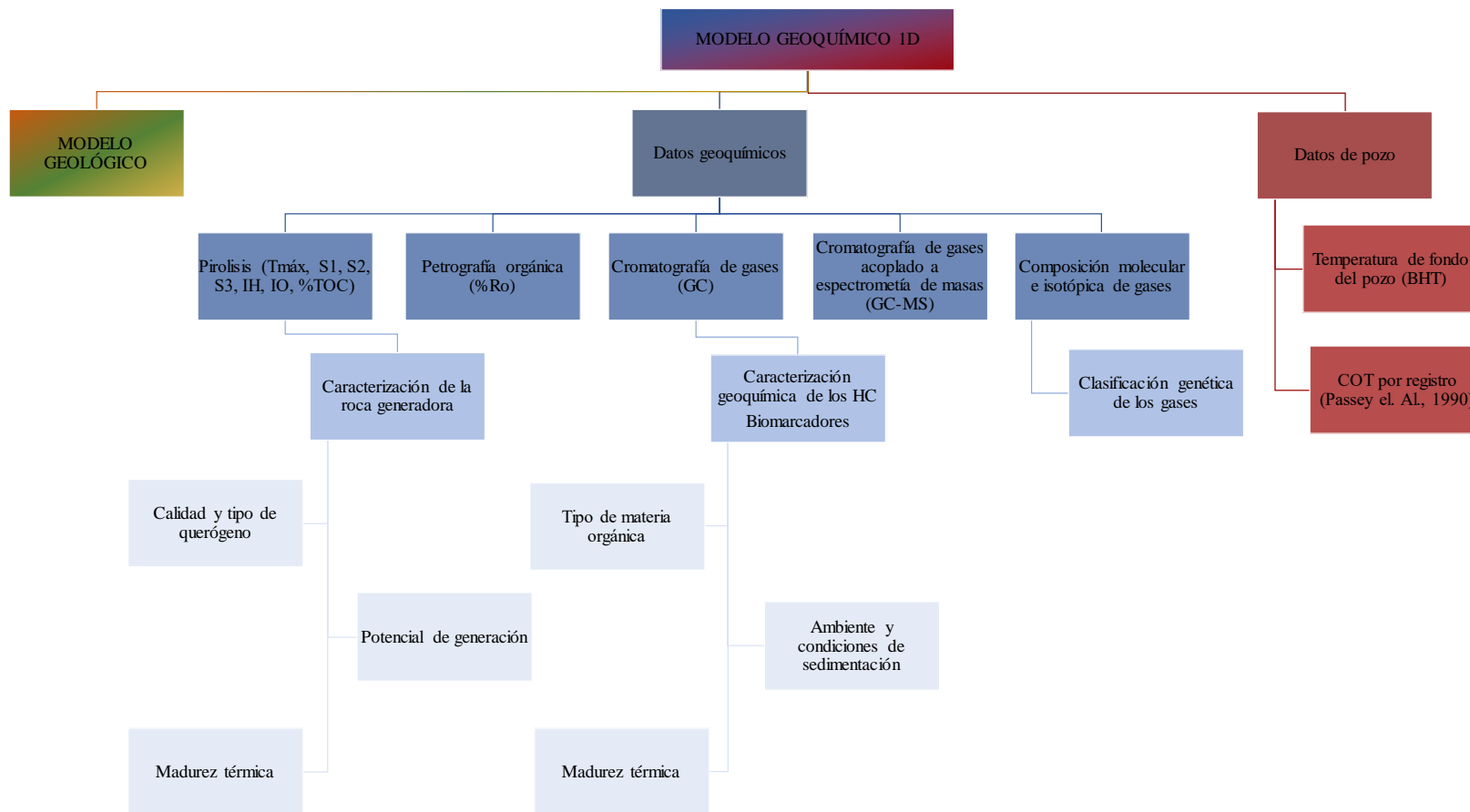


Figura 32. Flujograma de trabajo para la generación del modelo geoquímico 1D.

4.2.2.1. Análisis geoquímico convencional

El análisis geoquímico convencional, parte de los datos medidos a través de la técnica de pirolisis rock – eval y petrografía orgánica (%Ro) en muestras de roca, y cromatografía de gases (CG) por si sola o acoplada a espectrometría de masas (CG-EM) en muestras de hidrocarburos. A partir los datos obtenidos de los análisis de muestras de roca, se generaron los perfiles, que permitieron evaluar las características geoquímicas de la roca generadora en cuanto a calidad de la materia orgánica, potencial de generación y madurez térmica (Figura 33).

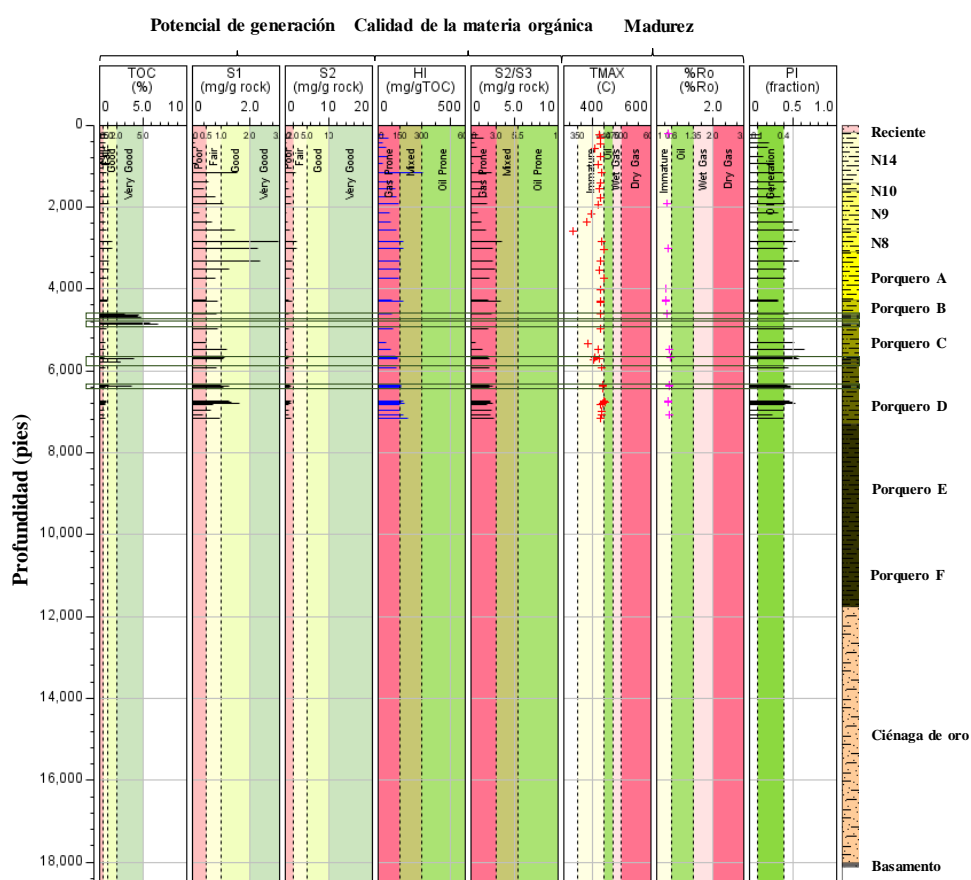


Figura 33. Perfiles geoquímicos construidos para caracterizar geoquímicamente la roca generadora

Por su parte, a partir de los datos obtenidos del análisis de cromatografía de gases (CG) y cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (CG-EM) de las fracciones de hidrocarburos saturados y aromáticos de las muestras de condensado, se hizo un análisis de los biomarcadores como indicadores de tipo, ambiente de

sedimentación y madurez térmica de la materia orgánica, basado en relaciones de abundancia y gráficos cruzados preestablecidos (Figura 34 y Figura 35).

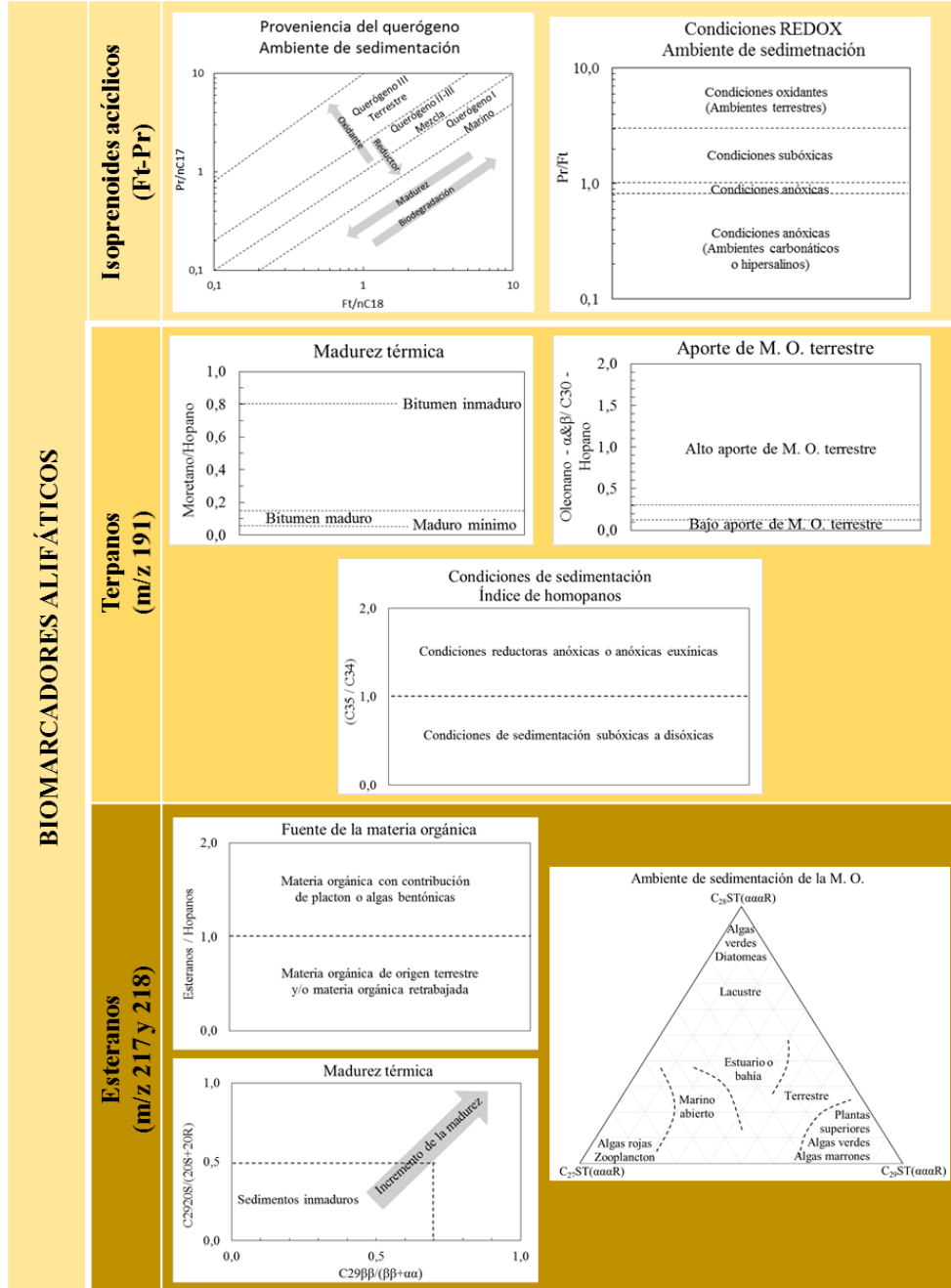


Figura 34. Diagramas y gráficos cruzados utilizados para caracterización geoquímica de los hidrocarburos a partir de biomarcadores alifáticos. Tomados de López, 2013.

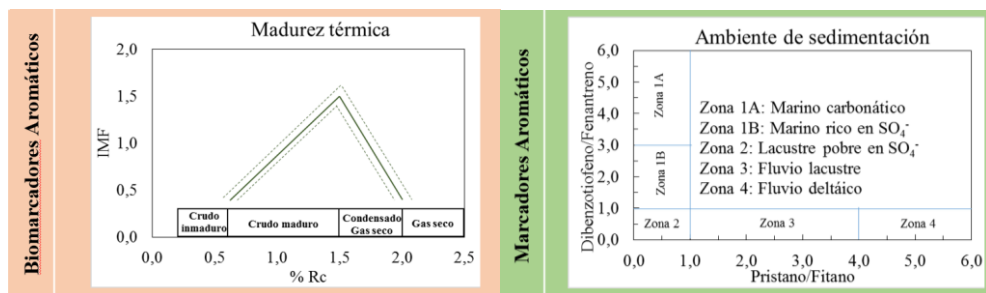


Figura 35. Diagramas utilizados para caracterización geoquímica de los hidrocarburos a partir de biomarcadores aromáticos y marcadores aromáticos. Tomados de López, 2013.

Posteriormente, se realizó el análisis geoquímico de las muestras de gases, a partir de la composición extendida de los gases (hidrocarburos y no hidrocarburos), composición de isótopos de carbono del metano ($\delta^{13}\text{C}_1$), etano ($\delta^{13}\text{C}_2$) y propano ($\delta^{13}\text{C}_3$), y composición de isótopos de deuterio del metano ($\delta\text{D}_{\text{-metano}}$), y en base a las variaciones composicionales e isotópicas del carbono, se utilizaron los diagramas propuestos por Bernard y Brooks (1977) y Schoell (1983), Figura 36.

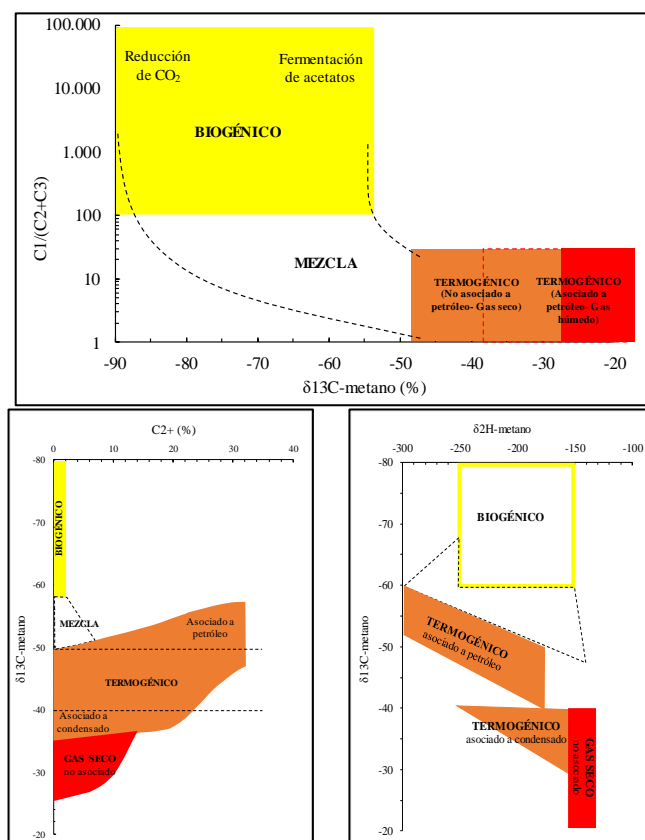


Figura 36. Diagramas de clasificación genética del metano, basado en la composición de los gases y relaciones isotópicas. Tomados de Bernard y Brooks (1977) y Schoell (1983).

4.2.2.2. Análisis geoquímico no convencional

El análisis geoquímico no convencional, parte de datos indirectos como los registros de pozo y aplica técnicas para obtener valores de algún parámetro particular que permite caracterizar la roca a lo largo de la columna donde no se cuenta con datos medidos. Para este proyecto, se aplicó la metodología de Passey *et al.* (1990), también conocida como técnica $\Delta \text{Log R}$, para identificar intervalos de lutitas ricas en materia orgánica y calcular el COT en esos intervalos, esta técnica se aplica para lutitas con tiempos de tránsito entre 80 y 140 $\mu\text{seg}/\text{pie}$.

- Técnica $\Delta \text{Log R}$ (Passey *et al.*, 1990)

Para aplicar este método, se graficaron las curvas de gamma ray, sónico y resistividad a una escala vertical 1:500. La escala horizontal de los registros se definió lineal para el registro de litología (GR), logarítmica a 4 ciclos para el registro de resistividad (Rt) y lineal de 40 a 140 para el registro de porosidad (ΔT). Posteriormente, se evaluó la separación o solapamiento entre la curva de resistividad y la curva de porosidad (en este caso, corresponde al registro sónico), de acuerdo con el diagrama de la Figura 37.

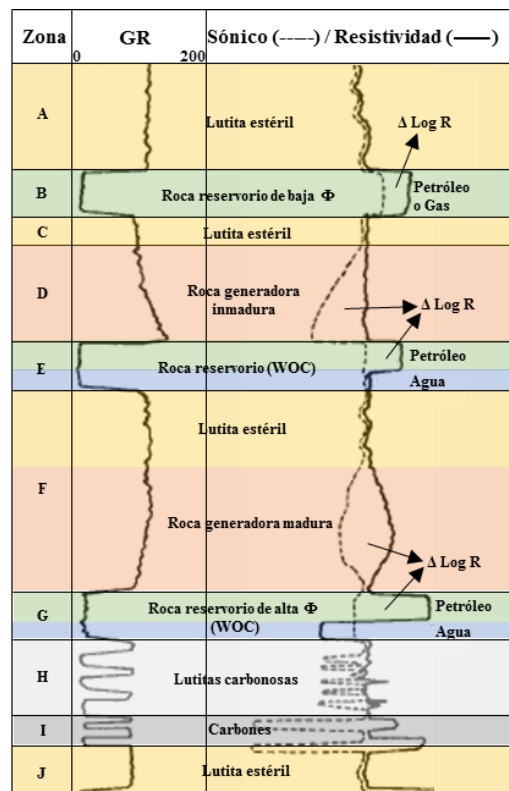


Figura 37. Esquema para la interpretación del $\Delta \text{Log R}$. Modificado de Passey *et al.* (1990).

La separación de las curvas, que identifica la presencia de materia orgánica, es a lo que se le denomina $\Delta \text{Log R}$ y se calculó mediante la siguiente expresión algebraica (ecuación 3):

$$\Delta \text{Log R} = \log_{10}(R/R_{\text{base}}) + 0,02 * (\Delta T - \Delta T_{\text{base}}) \quad (\text{Ecuación 3})$$

Donde:

$\Delta \text{Log R}$: separación de las curvas medida en ciclos logarítmicos de resistividad.

R: resistividad (ohm-m) a lo largo del registro.

ΔT : tiempo de tránsito ($\mu\text{seg}/\text{pie}$).

R_{base} : resistividad medida en el punto de solapamiento de las curvas.

ΔT_{base} : tiempo de tránsito correspondiente a la R_{base} .

Posteriormente, considerando que $\Delta \text{Log R}$ es directamente proporcional al COT y va en función de madurez térmica, se aplicó la siguiente ecuación empírica para el cálculo del COT (ecuación 4):

$$\text{COT} = (\Delta \text{Log R}) * 10^{(0,297+1,688*\text{LOM})} \quad (\text{Ecuación 4})$$

Donde:

COT: Contenido de carbono orgánico total.

LOM: grado de madurez térmica actual de la roca.

El valor del nivel de madurez (LOM, por sus siglas en inglés), se asignó de acuerdo al valor de reflectancia de vitrinita (%Ro) en los pozos P2, P3, P5 y P8, de acuerdo a la Figura 38, en caso contrario, para los pozos P4 y P6, se les asignó valor aproximado de acuerdo a los pozos vecinos con dato duro.

Etapa de evolución	Principal HC generado	%Ro	LOM
Diagénesis	Metano		2,0
			4,0
			6,0
Catagénesis	Crudo	0,5	8,0
		1,0	10,0
	Gas húmedo	1,5	12,0
		2,0	14,0
Metagénesis	Metano	2,5	16,0
		3,0	18,0
		3,5	
		4,0	
Metamorfismo			20,0

Figura 38. Equivalencia de valores medidos de %Ro. con valores de LOM. Tomado de Tissot y Welte (1984).

Posteriormente, debido a que el método no considera litologías y los intervalos de roca yacimiento por su contenido de hidrocarburo presentan una respuesta de alto contenido de COT, se generó una curva final, suprimiendo los intervalos correspondientes a rocas yacimientos o arenas con la ayuda del registro de litología (GR). Finalmente, se verificó la calibración de la curva obtenida con los valores medidos en los pozos P2, P3, P5 y P8, ya que eran los pozos que contaban con estos datos.

- Cálculo de índice de hidrógeno actual y original.

Debido a que el índice de hidrógeno es proporcional al potencial de generación y es un dato de entrada requerido para modelar la curva de generación de los hidrocarburos, fue necesario calcular el valor de éste con algoritmos matemáticos en los intervalos de roca generadora seleccionados para el modelo (Tabla 11).

Tabla 11. Intervalos seleccionados como roca generadora en cada pozo modelado.

Pozo	Miembro (informal)	Intervalo de roca generadora	Profundidad (pies)
P2	Porquero C	RG_PC_3	5229-5235
		RG_PC_2	5245-5421
		RG_PC_1	5431-5505
	Porquero D	RG_PD_3	6067-6145
		RG_PD_2	6210-6224
		RG_PD_1	7672-7688
P3	Porquero C	RG_PC_3	4618-4642
		RG_PC_2	4679-4700
		RG_PC_1	4833-4866
	Porquero D	RG_PD_3	5700-5710
		RG_PD_2	5783-5797
		RG_PD_1	6362-6386
P4	Porquero C	RG_PC_2	5104-5111
		RG_PC_1	5420-5441
	Porquero D	RG_PD_2	6105-6112
		RG_PD_1	6651-6728
P5	Porquero C	RG_PC_3	4506-4510
		RG_PC_2	4717-4724
		RG_PC_1	5027-5030
	Porquero D	RG_PD_1	6306-6309
P6	Porquero C	RG_PC_3	4815-4863
		RG_PC_2	5076-5150
		RG_PC_1	5302-5316
	Porquero D	RG_PD_2	5321-5389
		RG_PD_1	5459-5904
P8	Porquero C	RG_PC_2	5272-5274
		RG_PC_1	5562-5564
	Porquero D	RG_PD_5	5987-5989
		RG_PD_4	6318-6322
		RG_PD_3	6634-6638
		RG_PD_2	6695-6705
		RG_PD_1	6906-6915

Para el cálculo del IH, se obtuvieron los valores de S2 con la técnica de Passey *et al.* (1990), conociendo el tipo de materia orgánica (Gómez, 2016), a partir del COT calculado y los valores de LOM estimados de acuerdo con la %Ro medida (Figura 39).

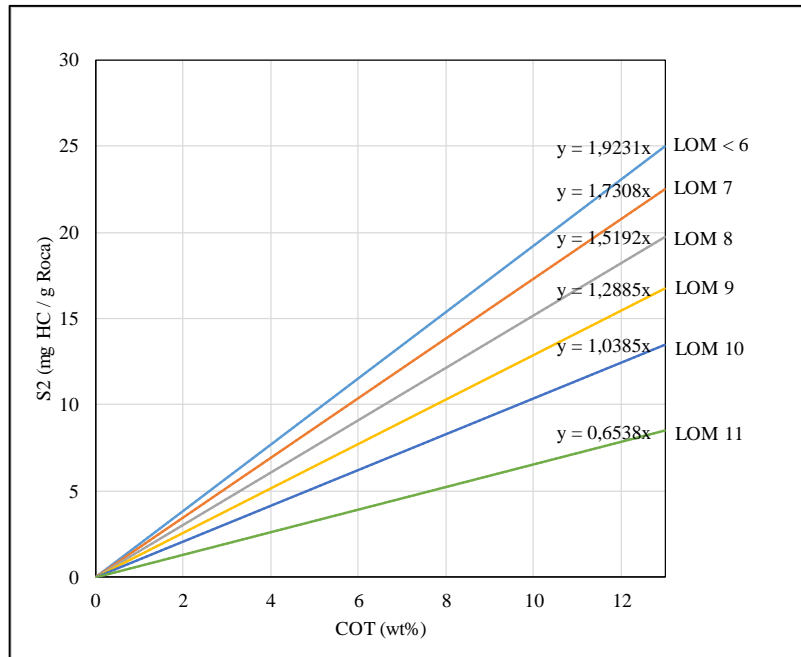


Figura 39. Determinación de S2 a partir del COT y LOM para materia orgánica tipo III. Tomado de Gómez (2016).

Con el resultado del S2 se deriva el índice de hidrógeno actual (IH), el cual es indicativo de la relación entre los hidrocarburos liberados y el contenido de carbono orgánico total (Gómez, 2016), a partir de la relación (ecuación 5):

$$IH \text{ actual} = \left(\frac{S2}{COT} \right) * 100 \quad (\text{Ecuación 5})$$

Posteriormente, se calculó el IH original a partir de la metodología de Dow (1987) en Gómez (2016), aplicando la relación matemática (ecuación 6):

$$IH \text{ original} = \frac{IH \text{ actual}}{1-F} \quad (\text{Ecuación 6})$$

Donde F es el “Factor de Dow” de acuerdo al tipo de materia orgánica y en función de la %Ro y se determina mediante las ecuaciones presentes en gráfico de la Figura 40.

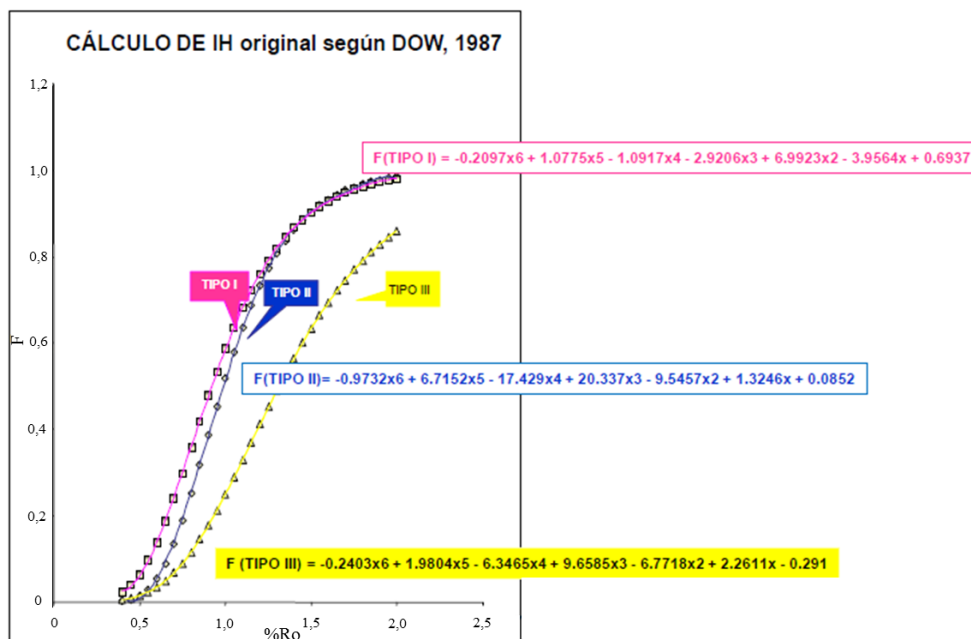


Figura 40. Determinación del factor “F” de la metodología de Dow (1987) en Gómez (2016).

4.2.3. Generación de hidrocarburos – Modelo 1D

El sistema petrolero objetivo de esta investigación se modeló en 6 pozos (P2, P3, P5, P6 y P8) utilizando el software PetroMod® (2015) tomando como datos de entrada el modelo geológico-estratigráfico establecido en el apartado 4.2.1, condiciones de borde (flujo de calor y paleobatimetría) en función de publicaciones previas e informes de bioestratigrafía. Además, se alimentó el programa con datos de pozo y geoquímicos (apartado 4.2.2) para la calibración del modelo (Figura 41).

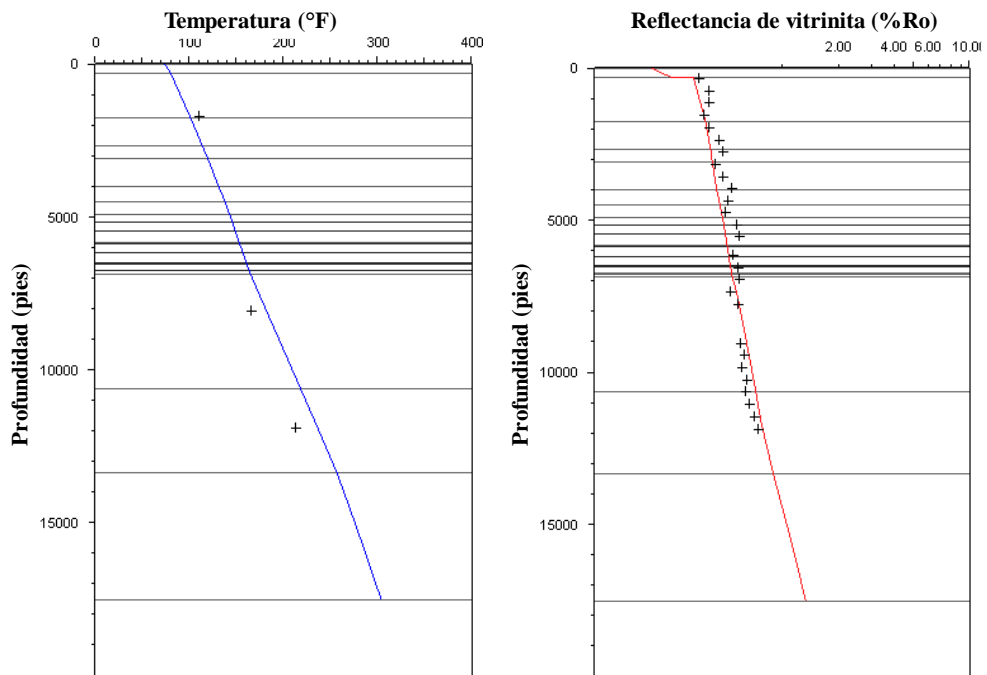


Figura 41. Gráficos para la calibración del modelado 1D.

El modelado unidimensional de las unidades estratigráficas de varios pozos perforados dentro del área de interés permitió obtener:

- Evolución de la madurez térmica de las rocas: lo que permitió reconstruir las condiciones de temperatura a la que estuvieron expuestos los intervalos de roca generadora y el análisis de generación del gas biogénico e hidrocarburos termogénicos (Figura 42 y Figura 43). Para apoyar estos análisis se realizaron gráficos de generación de gas biogénico en función de la temperatura óptima de generación (50 y 75°C) y gráficos de generación y expulsión de los hidrocarburos termogénicos (Figura 44 y Figura 45, respectivamente).

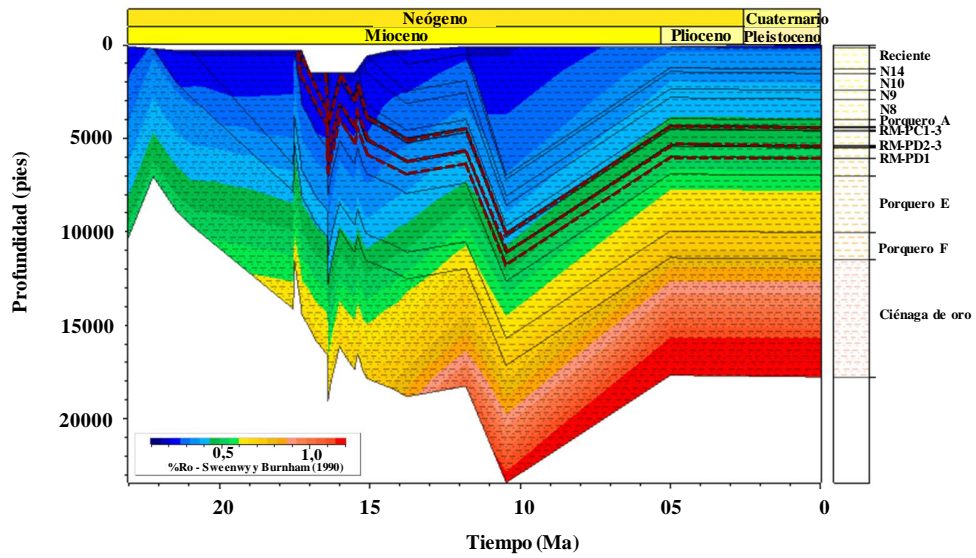


Figura 42. Diagramas de soterramiento con la evolución de la madurez térmica (%Ro) en el tiempo.

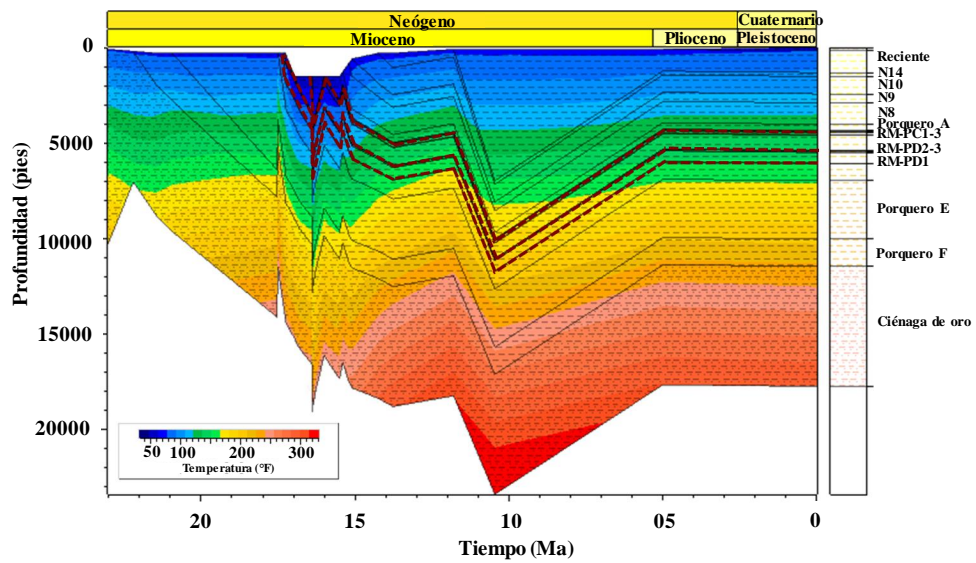


Figura 43. Diagramas de soterramiento con la evolución de la temperatura (°F) en el tiempo.

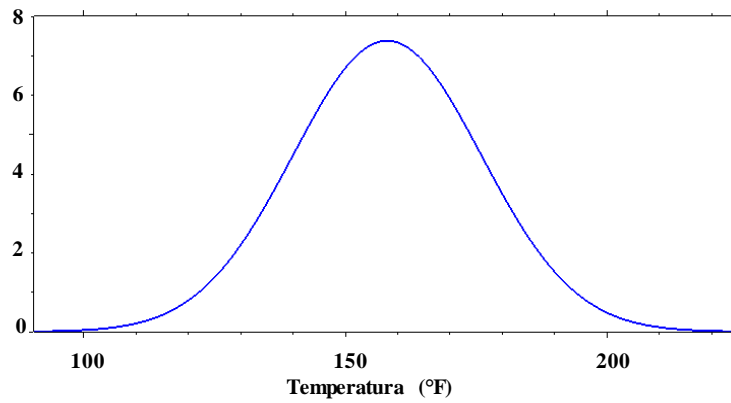


Figura 44. Tasa de generación de gas biogénico en función de la temperatura.

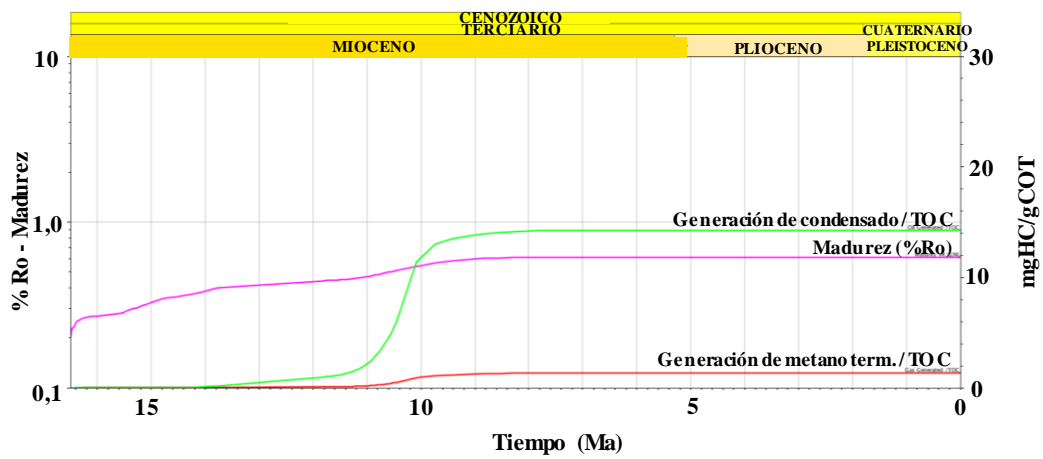


Figura 45. Generación de hidrocarburos termogénicos (gas y condensado).

- Carta de eventos del sistema petrolero: donde se muestra la secuencia cronológica de los eventos (elementos y procesos) del sistema petrolero evaluado, lo que permitió de forma gráfica evaluar el "momento crítico" y si la ocurrencia cronológica de los eventos fue o no favorable para la acumulación de los hidrocarburos (Figura 46).

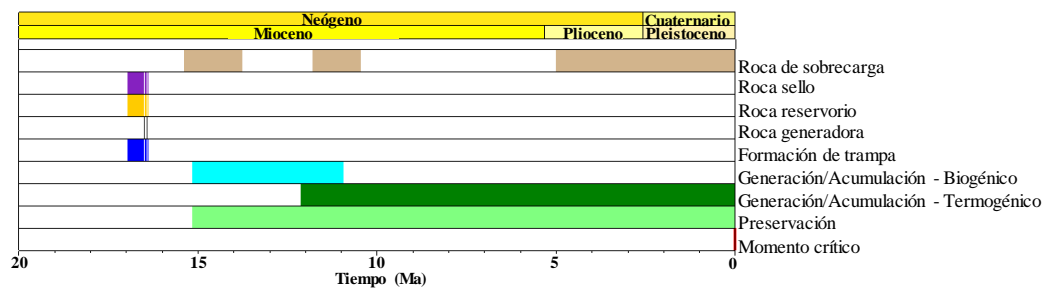


Figura 46. Carta de eventos del sistema petrolero.

CAPÍTULO V

5. RESULTADOS, ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN

5.1. Análisis y validación de información y datos disponibles

A partir de la revisión de la información disponible para el área de estudio a ser incluida en el análisis geoquímico y generación del modelo, se seleccionaron 8 pozos que cumplieran al menos con la información mínima requerida para lograr los objetivos planteados. Posteriormente, se generó una tabla resumen (Tabla 12) con la información que permitió un manejo más eficiente de los datos durante el desarrollo de la investigación. Por su parte, la información sísmica disponible utilizada se limitó a 10 líneas sísmicas 2D y un cubo sísmico 3D.

Tabla 12. Información disponible de los pozos incluidos en el modelo geoquímico.

Pozo	Registros					Bioestratigrafía	Geoquímica de roca		Geoquímica de los hidrocarburos			
	Gamma Ray	Resistividad	Sónico	Neutrón	Densidad		Pirólisis	Petrografía orgánica (%Ro)	Isótopos de carbono (saturados y aromáticos)	Cromatografía de gases (CG)	CG-EM	
											Alifáticos	Aromáticos
P1												
P2												
P3												
P4												
P5												
P6												
P7												
P8												

DATOS DISPONIBLES

DATOS NO DISPONIBLES

Los mapas de la Figura 47 y Figura 48 muestran la distribución areal de la información disponible utilizada, donde se puede observar que la información se concentra hacia el extremo Noroeste de la Subcuenca de Plato, específicamente hacia el Norte del Campo Guama.

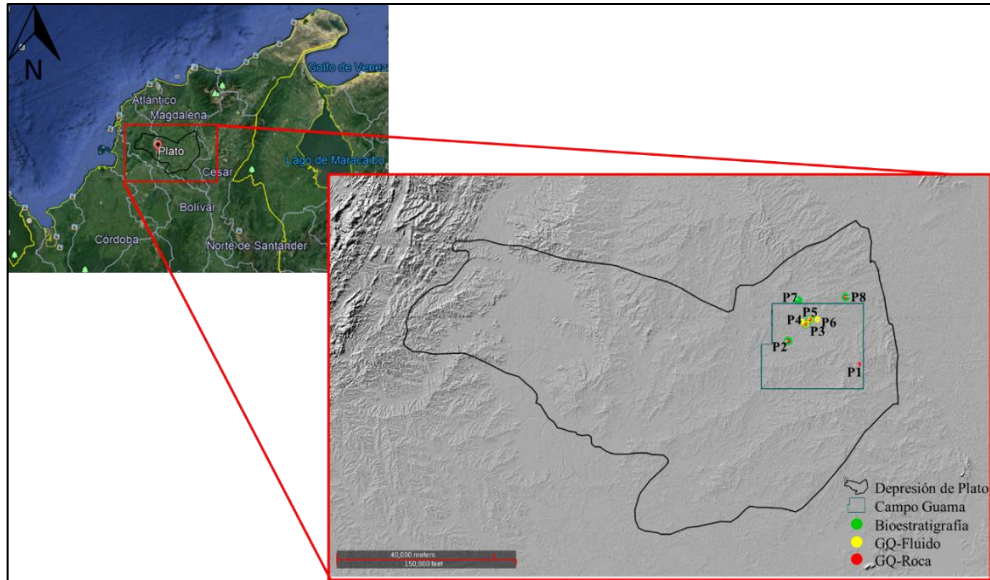


Figura 47. Distribución areal de la información disponible en los pozos utilizados.

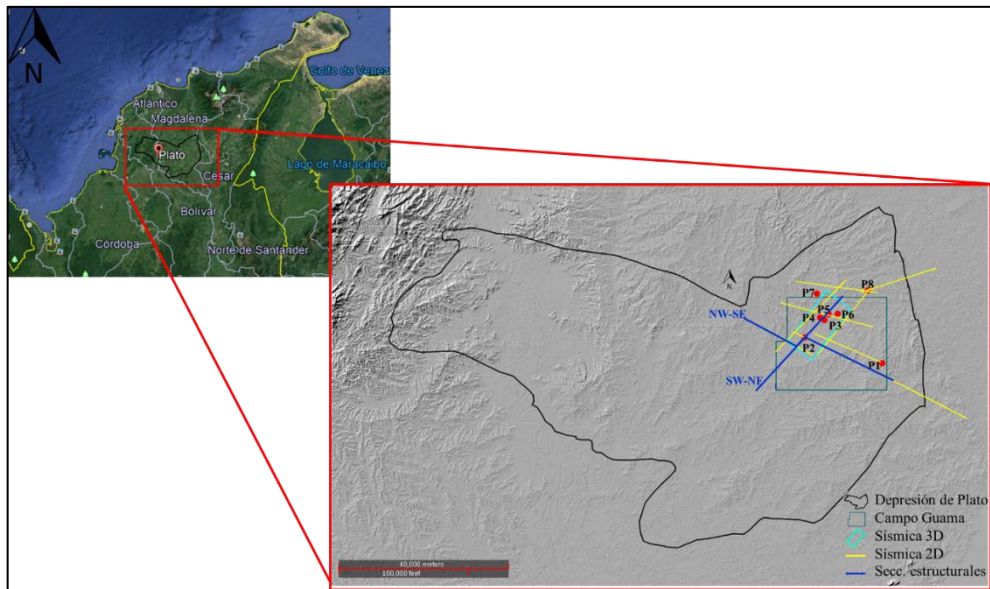


Figura 48. Información sísmica disponible y utilizada.

Desde la Figura 49 hasta la Figura 52 se muestra la densidad de datos disponibles en cada pozo utilizado, donde se puede observar que la información de registros de pozo, incluyendo gamma ray, resistividad, registros sónico, neutrón y densidad (Figura 49), se encontró muy completa. Por su parte, la información de bioestratigrafía (Figura 50), sólo se encontró disponible para 5 de los 8 pozos (P2, P3, P5, P7 y P8). Finalmente, se presenta la información geoquímica disponible tanto para roca como para el hidrocarburo (Figura 51 y Figura 52, respectivamente), donde se puede observar en el primer caso que 5 de los 8 pozos presentan información, de los cuales sólo 3 corresponden al intervalo de interés para esta investigación (P3, P5 y P8). En cuanto a los pozos con geoquímica del hidrocarburo (CG y CG-EM), sólo el 50% de los pozos utilizados presentan esta información (P3, P4, P5 y P6), es decir, la información geoquímica existente y disponible tanto en roca como en fluido es limitada.

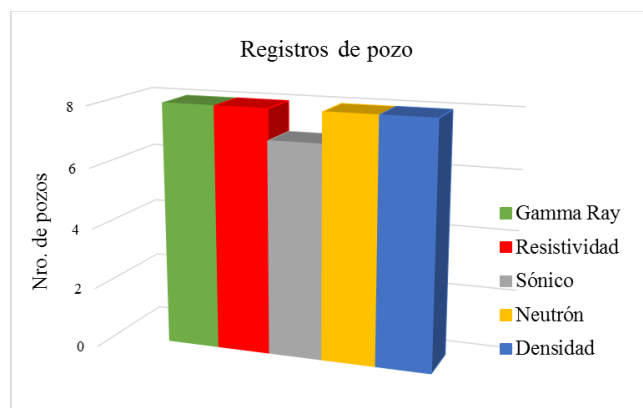


Figura 49. Distribución de los registros de pozo disponible en los pozos utilizados.

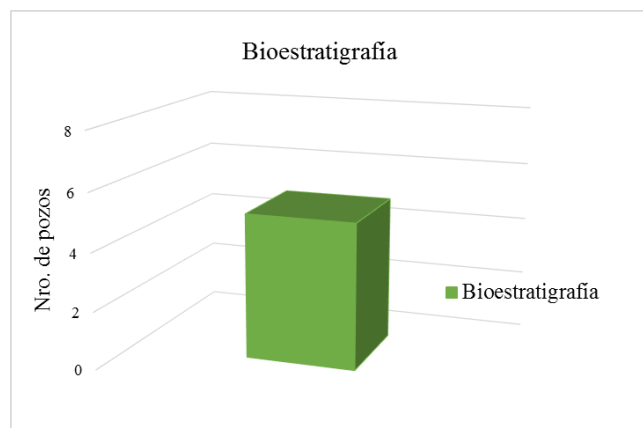


Figura 50. Distribución de la información de bioestratigrafía disponible en los pozos utilizados.

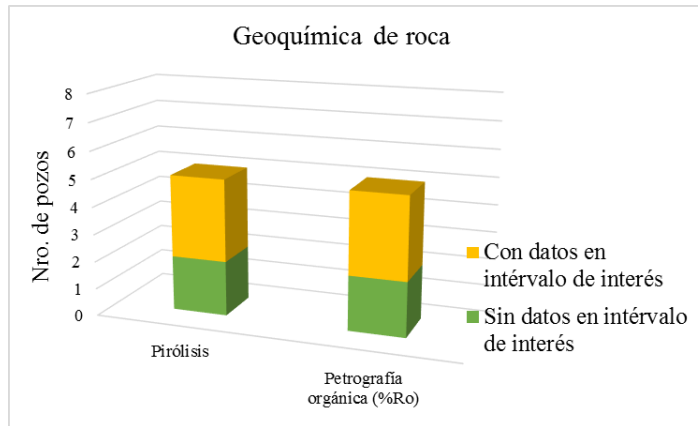


Figura 51. Distribución de la información de geoquímica de roca (rock-eval) disponible en los pozos utilizados.

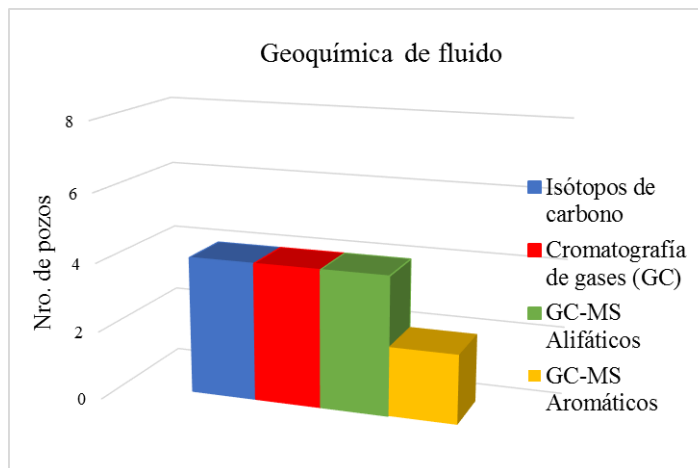


Figura 52. Distribución de la información de geoquímica de fluidos (CG y CG-EM) disponible en los pozos utilizados.

5.2. Determinación de las principales discordancias estratigráficas y modelo tectonoestratigráfico.

5.2.1. Espesores erosionados – Principales discordancias

La Tabla 13 resume los resultados obtenidos de espesores erosionados aplicando la metodología de Gómez (2016) para intervalos presurizados y no presurizados, basada en las metodologías planteadas por Heasler y Kharitonova (1996) y Nederloft (1996), para la determinación de espesores erosionados en superficie e intraformacional, respectivamente (desde la Figura 53 hasta la Figura 55). Un cálculo modelo se encuentra en el Anexo 3.

Tabla 13. Espesores erosionados intraformacionales y en superficie.

Pozo	Espesor erosionado por registro sónico (pies)					Espesor erosionado por %Ro (pies)				
	PE-PD	PD-PC	PC-PB	PB-PA	Superficie	PEF-PD	PD-PC	PC-PB	PB-PA	Superficie
P2	1245	375	1007		2736	1225	-	-	-	2546
P3	-	280	1210	350	6175	-	1177	-	-	6179
P4	-	112	1265	291	7308	-	-	-	-	-
P5	-	275	1320	335	14728	-	-	1370	-	14739
P6	-	283	323	644	7420	-	-	-	-	-
P7	478	127	520	-	6280	-	-	-	-	-
P8	-	-	-	-	-	-	-	1661	-	13270

Los cambios de la pendiente promedio de compactación en el registro sónico de los pozos analizados permitieron determinar los espesores erosionados intraformacionales entre los miembros informales de la Formación Porquero (desde Porquero A hasta Porquero E, este último sólo registrado en los pozos P2 y P7). Los mayores cambios en la pendiente promedio de compactación y por ende los mayores espesores intraformacionales determinados se encontraron entre los miembros informales Porquero E y Porquero D y, entre Porquero C y Porquero B.

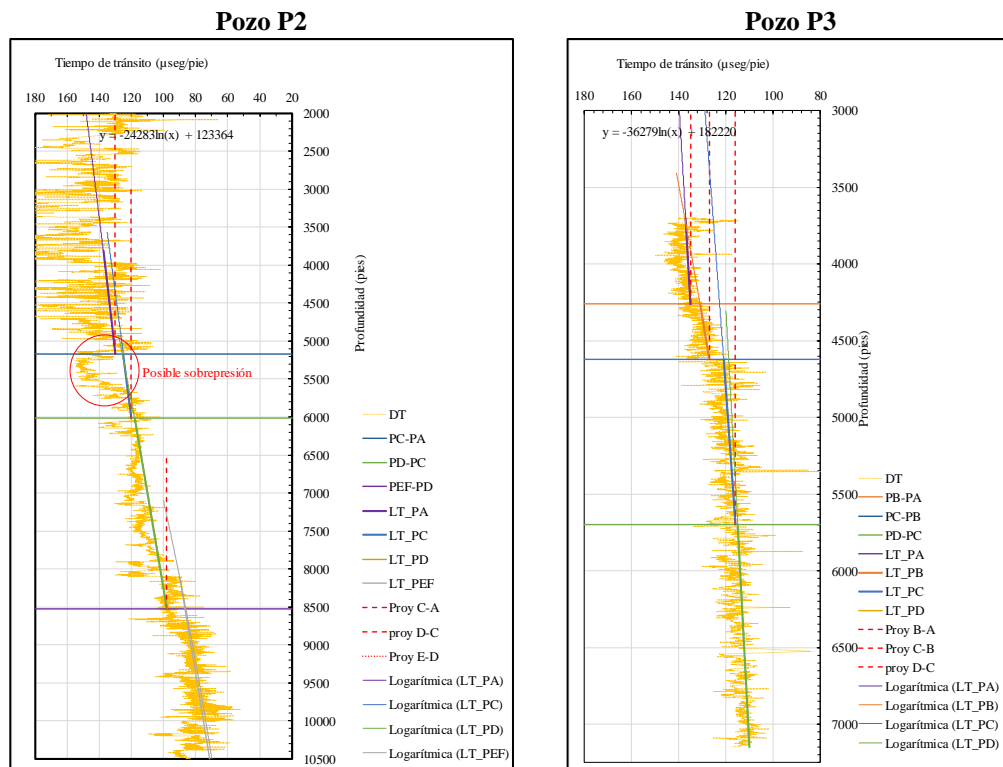


Figura 53. Cálculo de espesores erosionados intraformacional y en superficie pozo P2 (izquierda) y pozo P3 (derecha).

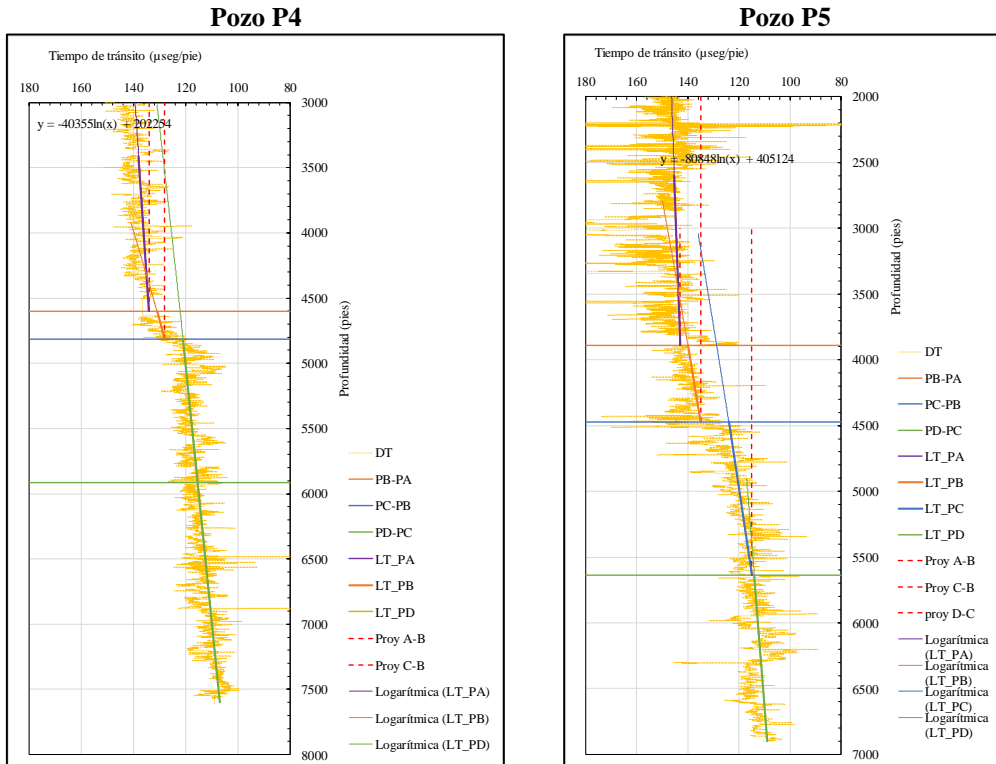


Figura 54. Cálculo de espesores erosionados intraformacional y en superficie pozo P4 (izquierda) y pozo P5 (derecha).

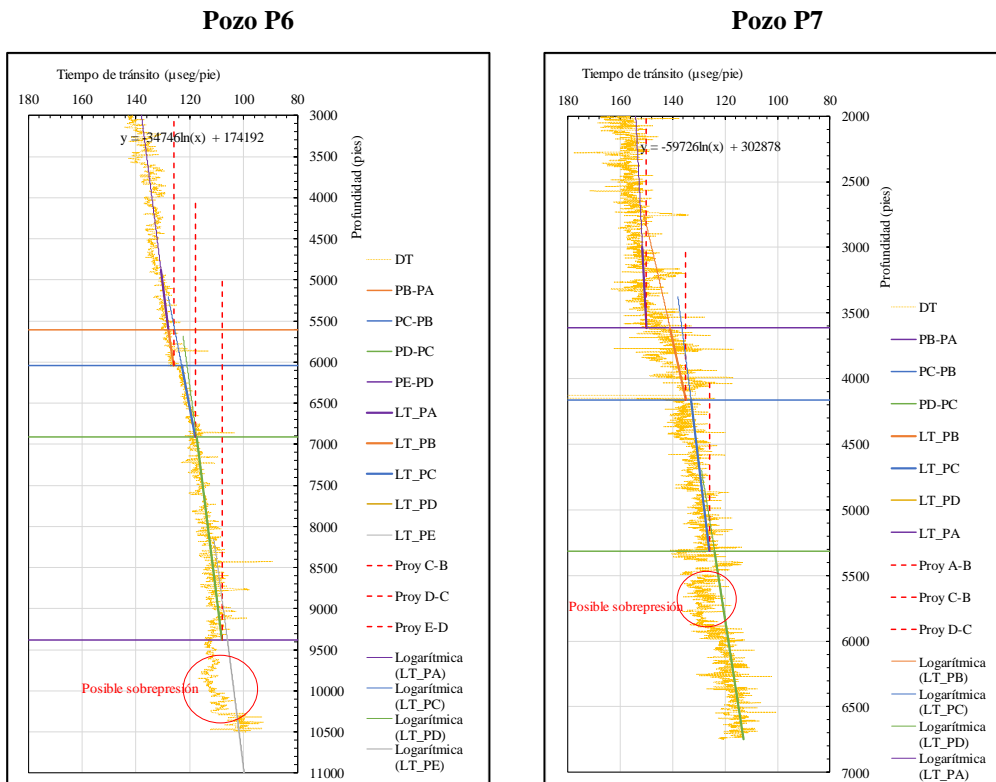


Figura 55. Cálculo de espesores erosionados intraformacional y en superficie pozo P6 (izquierda) y pozo P7 (derecha).

Los espesores erosionados determinados para la mayoría de los pozos analizados se encuentran entre los 6000' y 7500', sólo los pozos P2 y P5 se salen de este rango por debajo (2700' aprox.) y por encima (14700' aprox.), respectivamente. Esto puede indicar una menor tasa de inversión de la cuenca hacia el Suroeste, lo que explicaría el valor obtenido para el pozo P2, sin embargo, el valor obtenido para P5, no es posible explicarlo con esta razón ya que se encuentra muy cerca al resto de los pozos, es decir, es un valor puntual que pudiese ser explicado por el diapirismo de lodo que se encuentra cercano a este pozo.

En los pozos P2, P7 y P6, se identificaron intervalos con respuesta anómala en el registro sísmico lo que pudiera interpretarse como intervalos con sobrepresión como se indica en la Figura 53 y Figura 55.

Estos espesores erosionados corresponden a las discordancias regionales presentes en el área en estudio y fueron calibrados con datos geoquímicos y bioestratigráficos.

5.2.2. Interpretación de líneas sísmicas 2D

Para la interpretación sísmica, se definieron 2 secciones pseudo perpendiculares entre sí (NW-SE y SW-NE), conformadas cada una por dos o más líneas sísmicas 2D (Figura 56, Figura 57 y Figura 58), lo que permitió evaluar la configuración estructural y estratigráfica del subsuelo del área en estudio. Sobre estas secciones también se interpretaron las superficies bioestratigráficas permitiendo asignar edades absolutas a los topes formacionales, lo cual fue necesario para la construcción del modelo geoquímico.

La sección NW-SE (Figura 56), permite mostrar la profundización de la cuenca hacia el Noroeste, mostrando la configuración plataforma (SE), talud proximal, medio, distal y fondo de la cuenca (NW). Esta sección también permite mostrar las principales discontinuidades estratigráficas, correspondientes a discordancias angulares a subangulares, acuñaamiento de estratos y truncación de éstos por superficies de erosión.

Por su parte, la sección SW-NE (Figura 57), muestra la disposición de los elementos estructurales y estratigráficos transversales al talud en su parte media aproximadamente, donde el elemento más resaltante es la discontinuidad correspondiente a la discordancia basal del paleocañón submarino del Mioceno

Temprano. A lo largo de esta sección también se pudieron inferir algunas paleo fallas de componente normal. Adicionalmente, se muestra una sección también en dirección SW-NE, donde se observa la presencia de dos diapiros de lodo hacia el extremo NE de la línea interpretada (Figura 58).

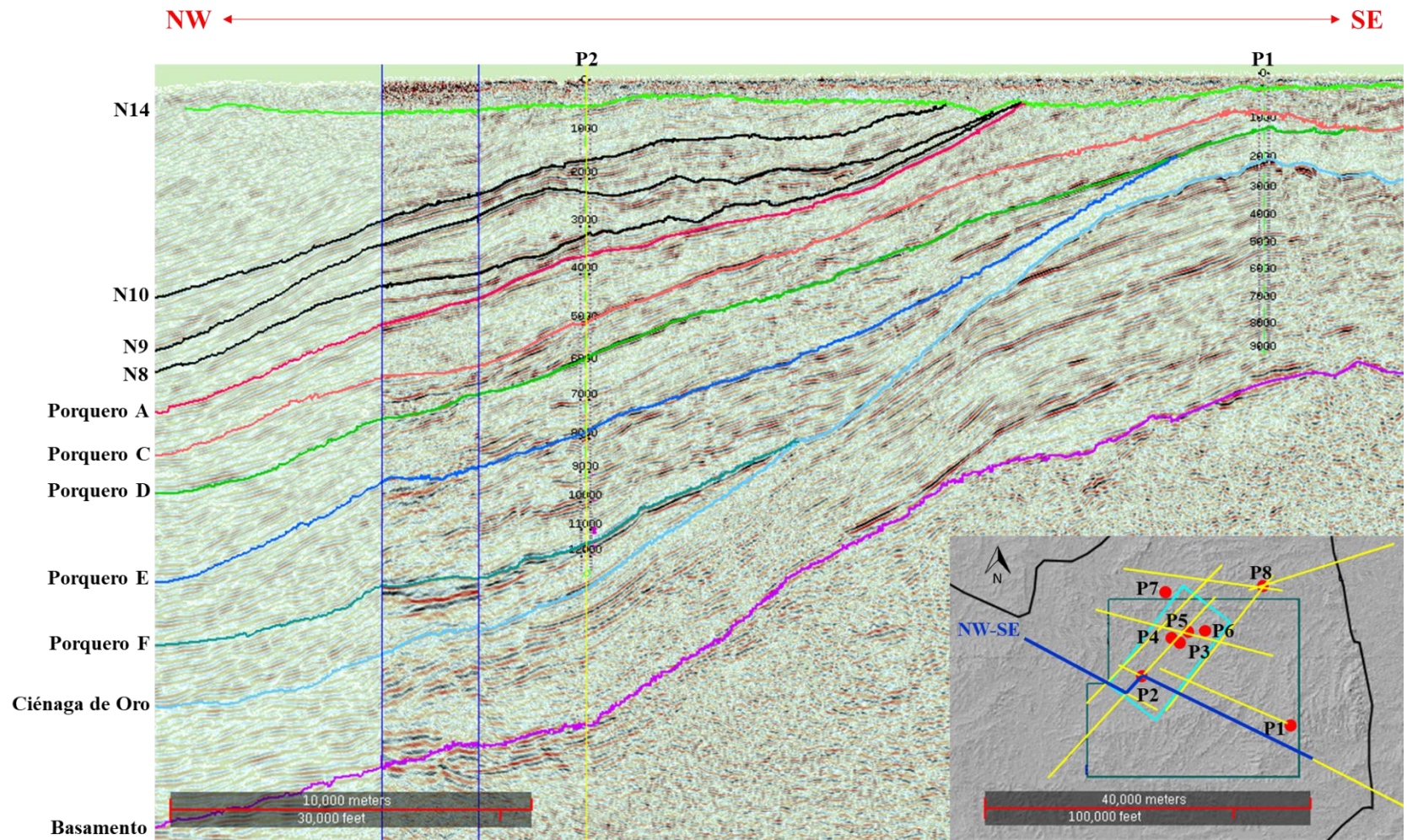


Figura 56 Interpretación sísmica 2D - Sección NW – SE.

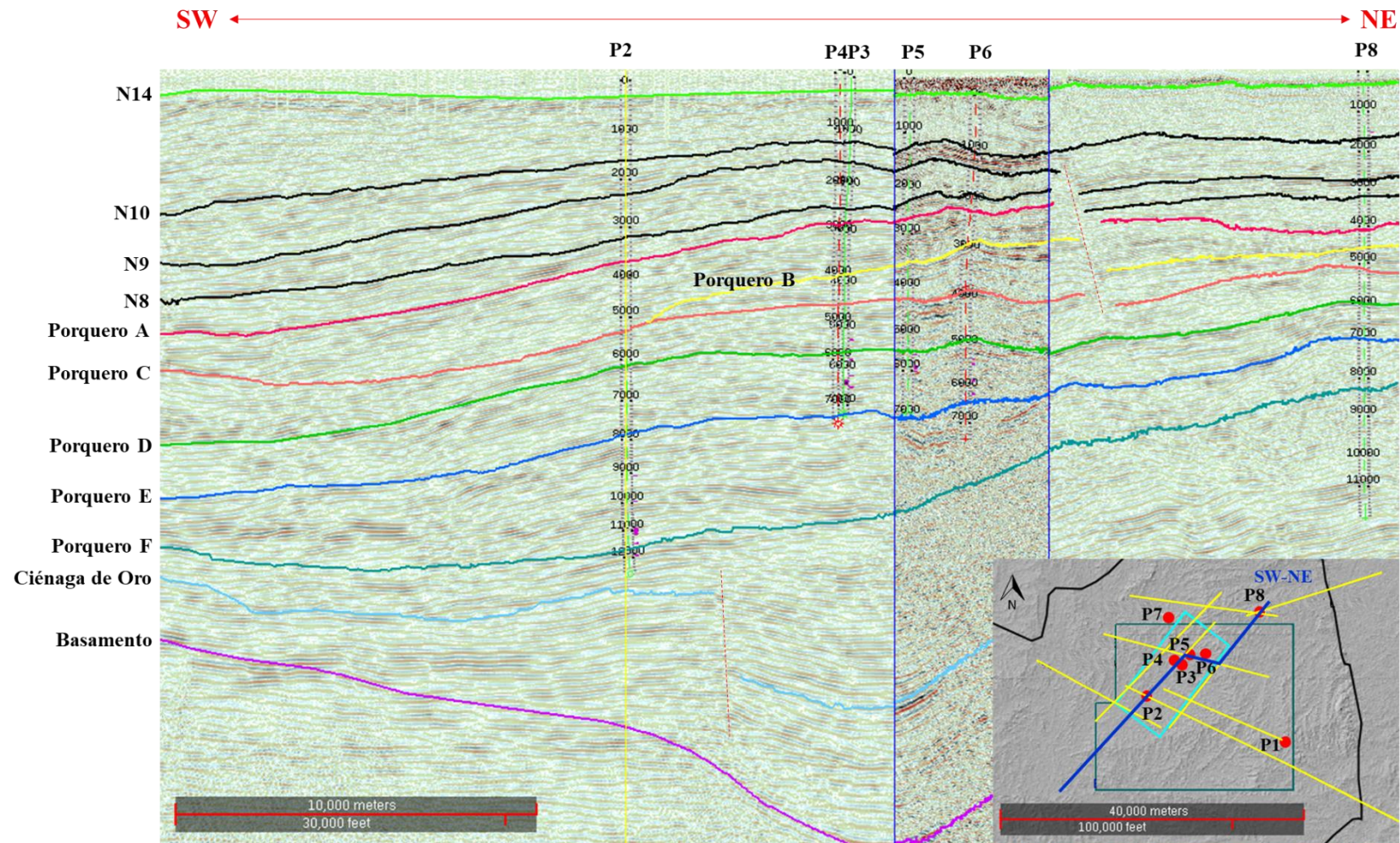


Figura 57 Interpretación sísmica 2D - Sección SW – NE, Paleocañón.

SW ← → NE

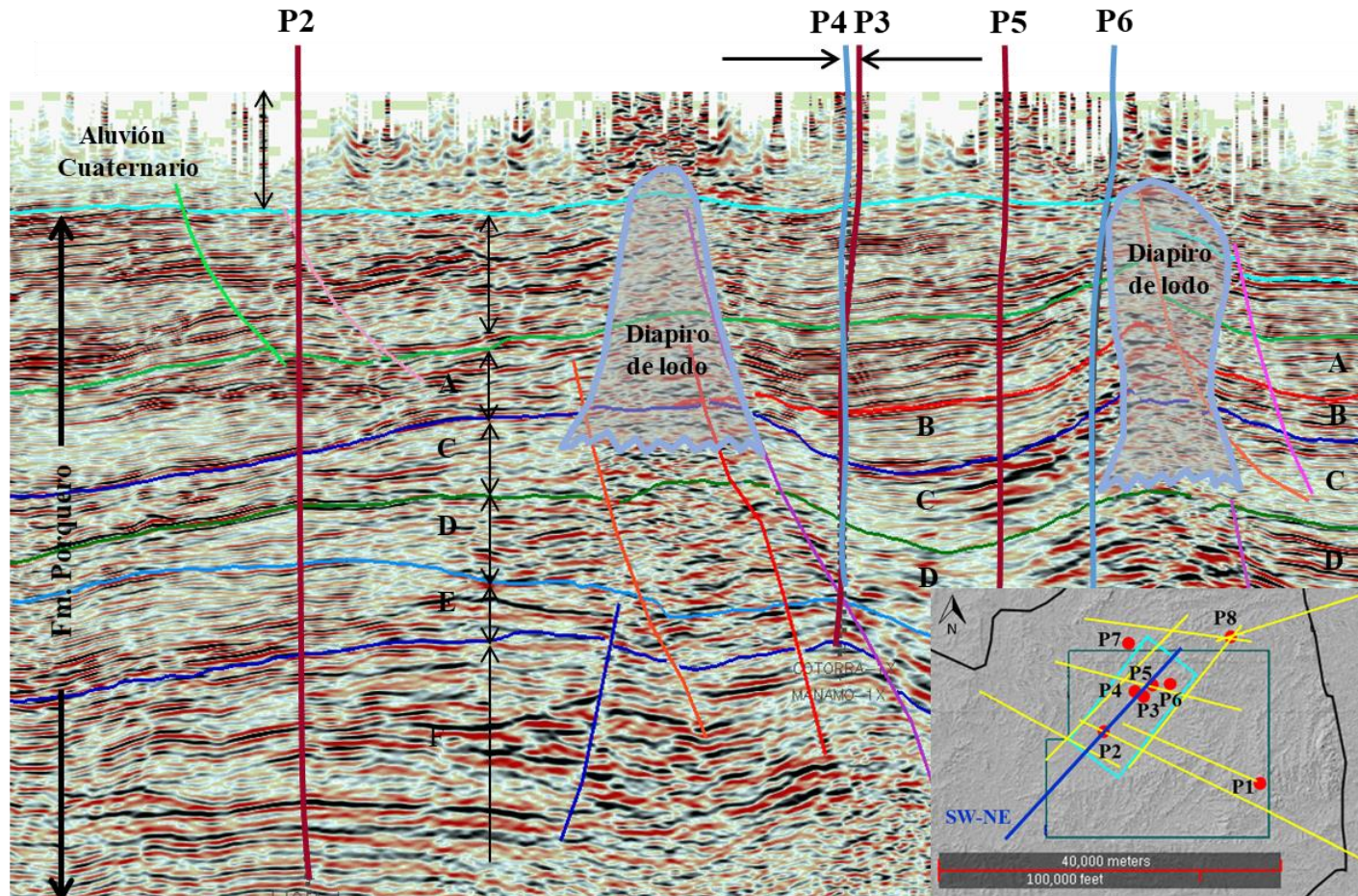


Figura 58 Interpretación sísmica 2D - Sección SW-NE, Diapiros de lodo.

5.2.1. Integración tectonoestratigráfica

Los resultados obtenidos de la interpretación sísmica, bioestratigráfica y los valores obtenidos de espesores erosionados tanto intraformacionales como en superficie, corresponden con el modelo de evolución tectonoestratigráfica propuesto para la Cuenca del Valle Inferior de Magdalena y presentado en el apartado 2.1 (Anexo 3). Aunque la evolución de la cuenca estuvo dominada por procesos tectónicos, los cambios eustáticos a nivel mundial (Haq y Schutter, 2008) tuvieron una influencia importante durante la sedimentación de las secuencias estratigráficas del área. En este sentido, la cuenca muestra una tendencia en la paleobatimetría de profundización desde el Oligoceno hasta finales del Mioceno Temprano donde se registra una profundidad máxima correspondiente a batial medio-inferior que coincide con la superficie de máxima inundación. Desde el Mioceno Temprano en adelante, la paliobatimetría muestra una tendencia de somerización hasta el presente, coincidiendo con la etapa de transición e inversión de la cuenca. Esta somerización va asociada a la colmatación sedimentaria de la cuenca durante el Mioceno Medio por la alta tasa de sedimentación y la inversión tectónica (orogenia andina).

5.3. Evaluación y caracterización geoquímica de la roca generadora

La evaluación de la roca generadora se hizo a partir de la información geoquímica (pirolisis rock-eval y petrografía orgánica) en los intervalos de interés de esta investigación (Porquero D y Porquero C) disponible sólo en los pozos P3, P5 y P8.

5.3.1. Potencial de generación

El potencial de generación, evaluado a partir de los perfiles de COT construidos siguiendo la metodología de Passey *et al.* (1990) y calibrados con los valores medidos en 4 de los 6 pozos utilizados (P2, P3, P5 y P8, Figura 59), permitió identificar intervalos con una riqueza orgánica %COT > 1,5 (Figura 60 y Tabla 14), tomados como los intervalos de roca generadora para el modelado geoquímico. La metodología de Passey *et.al.* (1990), permitió además estimar valores de COT en aquellos pozos donde no se tienen datos de pirolisis rock-eval (P4 y P7).

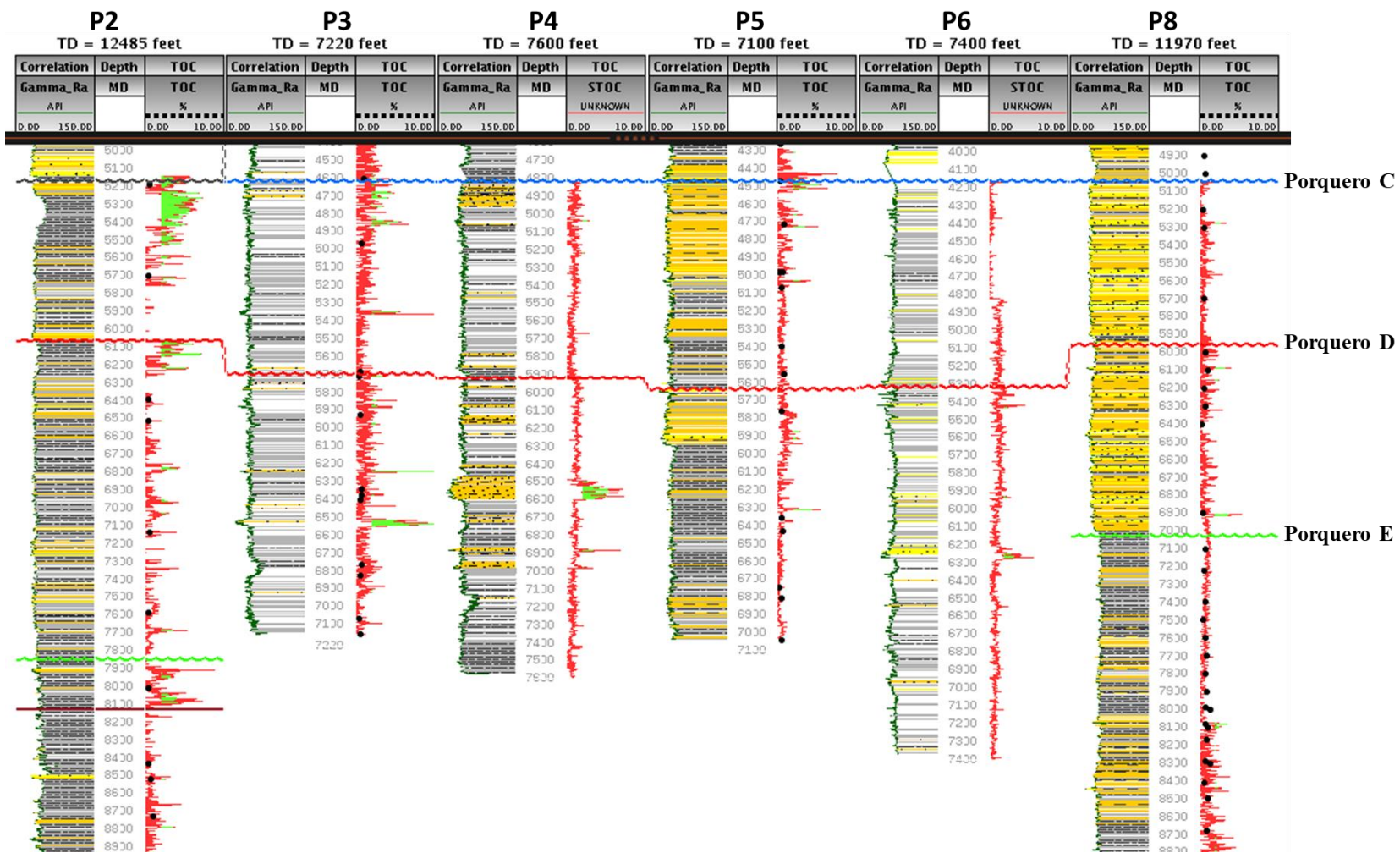


Figura 59. Registros de %COT (curva roja) contruidos a partir de la metodología de Passey et. al. (1990) y calibrados con datos medidos por pirolisis rock-
eval (puntos negros). Los intervalos rellenos con color verde indican un %COT > 1,5.

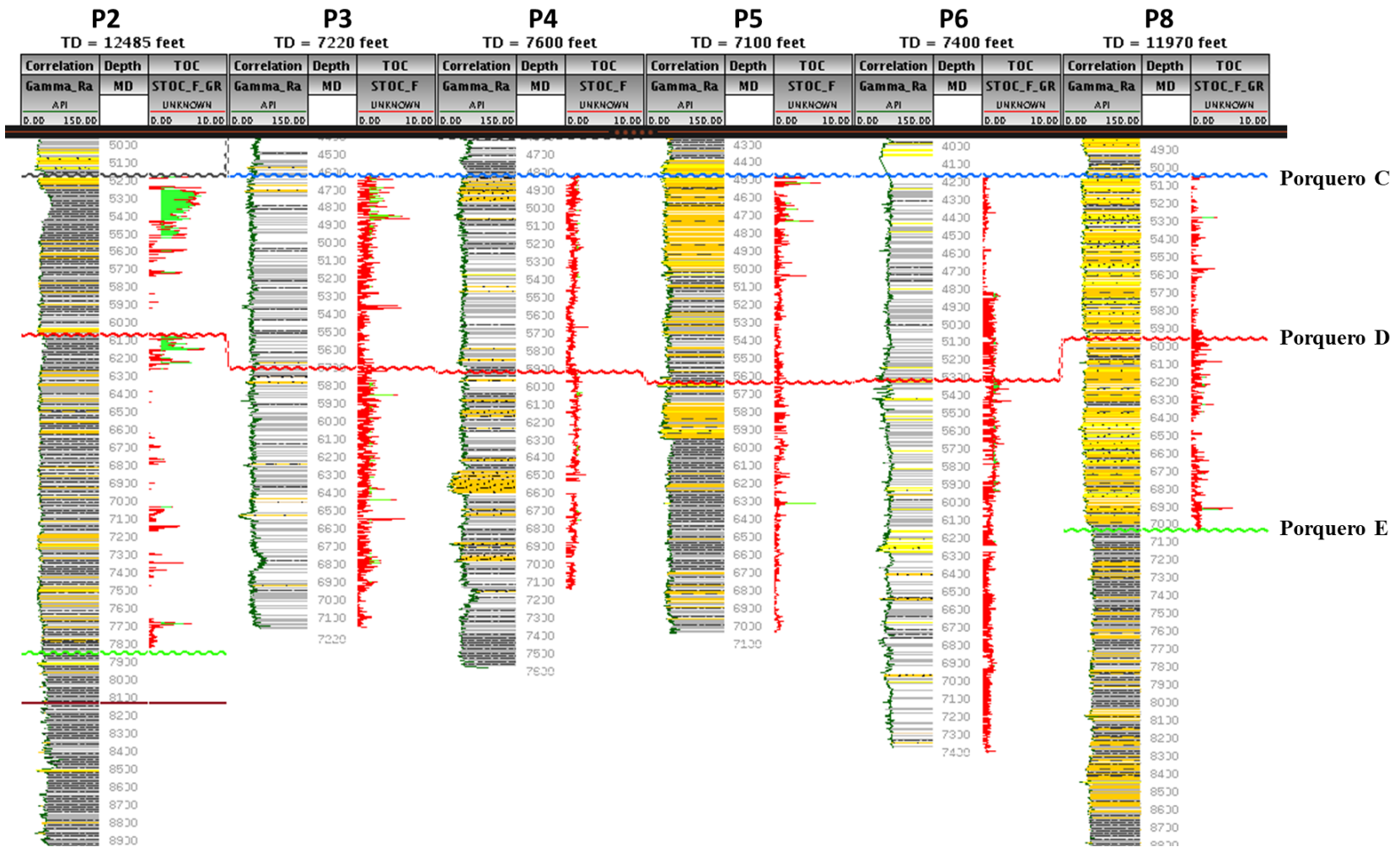


Figura 60. Registros de %COT (curva roja) contruidos a partir de la metodología de Passey et. al. (1990); considerando la litología presente (%COT=0 para intervalos de arenisca). Los intervalos rellenos con color verde indican un %COT > 1,5.

Tabla 14. %COT en los intervalos seleccionados como roca generadora en cada pozo modelado.

Pozo	Miembro (informal)	Intervalo de roca generadora	Profundidad (pies)	%COT
P2	Porquero C	RG_PC_3	5229-5235	4,9
		RG_PC_2	5245-5421	4,6
		RG_PC_1	5431-5505	2,6
	Porquero D	RG_PD_3	6067-6145	3,7
		RG_PD_2	6210-6224	3,2
		RG_PD_1	7672-7688	2,7
P3	Porquero C	RG_PC_3	4618-4642	2,4
		RG_PC_2	4679-4700	2,4
		RG_PC_1	4833-4866	3,1
	Porquero D	RG_PD_3	5700-5710	2,1
		RG_PD_2	5783-5797	1,9
		RG_PD_1	6362-6386	1,9
P4	Porquero C	RG_PC_2	5104-5111	1,6
		RG_PC_1	5420-5441	1,6
	Porquero D	RG_PD_2	6105-6112	1,5
		RG_PD_1	6651-6728	1,5
P5	Porquero C	RG_PC_3	4506-4510	3,9
		RG_PC_2	4717-4724	3,6
		RG_PC_1	5027-5030	2,9
	Porquero D	RG_PD_1	6306-6309	3,6
P6	Porquero C	RG_PC_3	4815-4863	1,6
		RG_PC_2	5076-5150	1,5
		RG_PC_1	5302-5316	1,6
	Porquero D	RG_PD_2	5321-5389	1,5
		RG_PD_1	5459-5904	1,5
P8	Porquero C	RG_PC_2	5272-5274	3,2
		RG_PC_1	5562-5564	2,3
	Porquero D	RG_PD_5	5987-5989	1,8
		RG_PD_4	6318-6322	1,8
		RG_PD_3	6634-6638	1,7
		RG_PD_2	6695-6705	1,6
		RG_PD_1	6906-6915	2,3

De acuerdo con la Figura 61, todos los intervalos de roca generadora evaluados presentan un potencial de generación de bueno a excelente, encontrándose la mayoría en el rango de bueno a muy bueno.

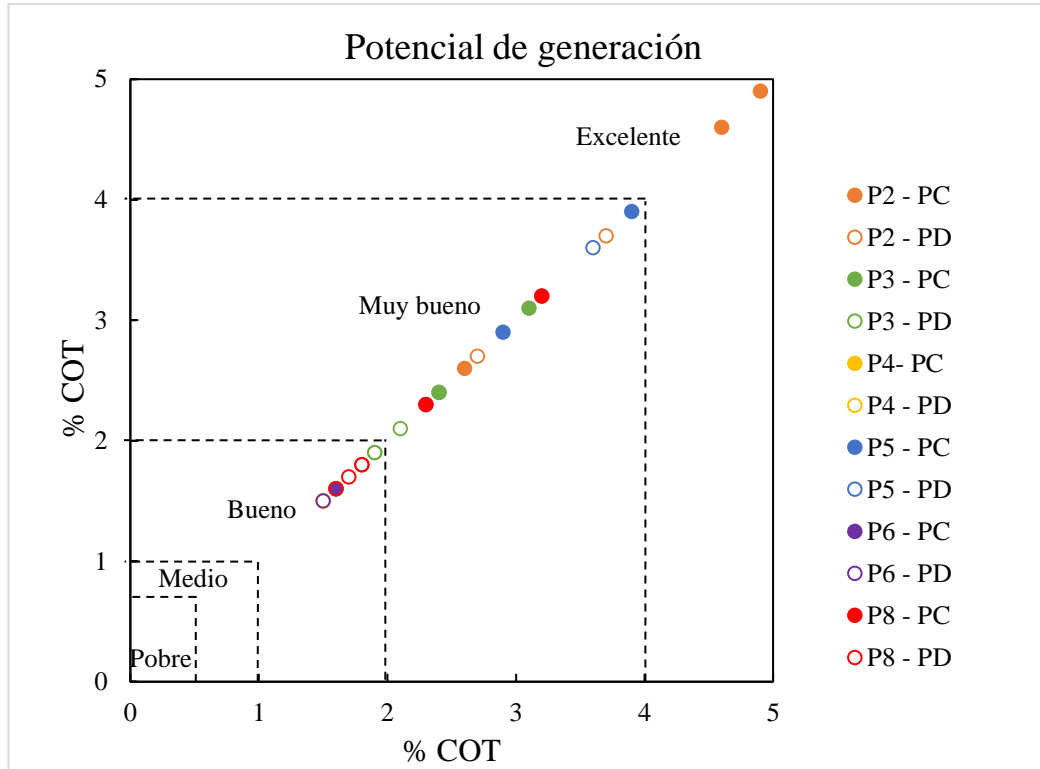


Figura 61. Potencial de generación de los intervalos de roca generadora en estudio a partir del %COT.

5.3.2. Calidad de la roca generadora

La calidad de la roca generadora, para el intervalo en estudio obtenidos de los análisis de pirólisis rock eval realizado en los pozos P3, P5 y P8, respectivamente de acuerdo al índice de hidrógeno (60,27 – 209,17 mgHC/gCOT; 34,06 – 121,60 mgHC/gCOT; 5,56 – 35,59 mgHC/gCOT), índice de oxígeno (52,70 – 98,63 mgCO₂/gCOT; 29,76 – 370,62 mgCO₂/gCOT; 64,75 – 257,41 mgCO₂/gCOT) y la relación S2/S3 (0,61 – 2,65; 0,16 – 2,72; 0,02 – 0,39), graficados en diagrama de van Krevelen (Figura 62) y los perfiles geoquímicos (desde la Figura 63 hasta la Figura 65), indican principalmente un querógeno tipo III para los pozos P3 y P5, y querógeno tipo IV para el pozo P8.

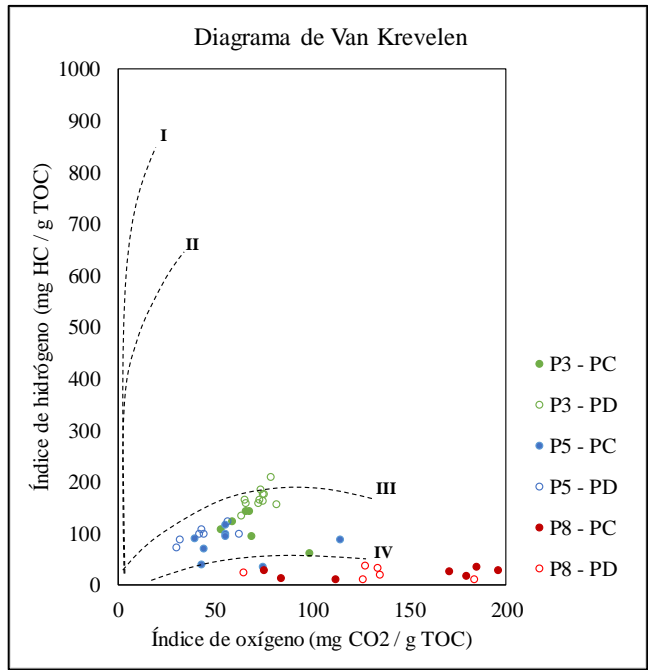


Figura 62. Diagrama de van Krevelen – Calidad de la roca generadora.

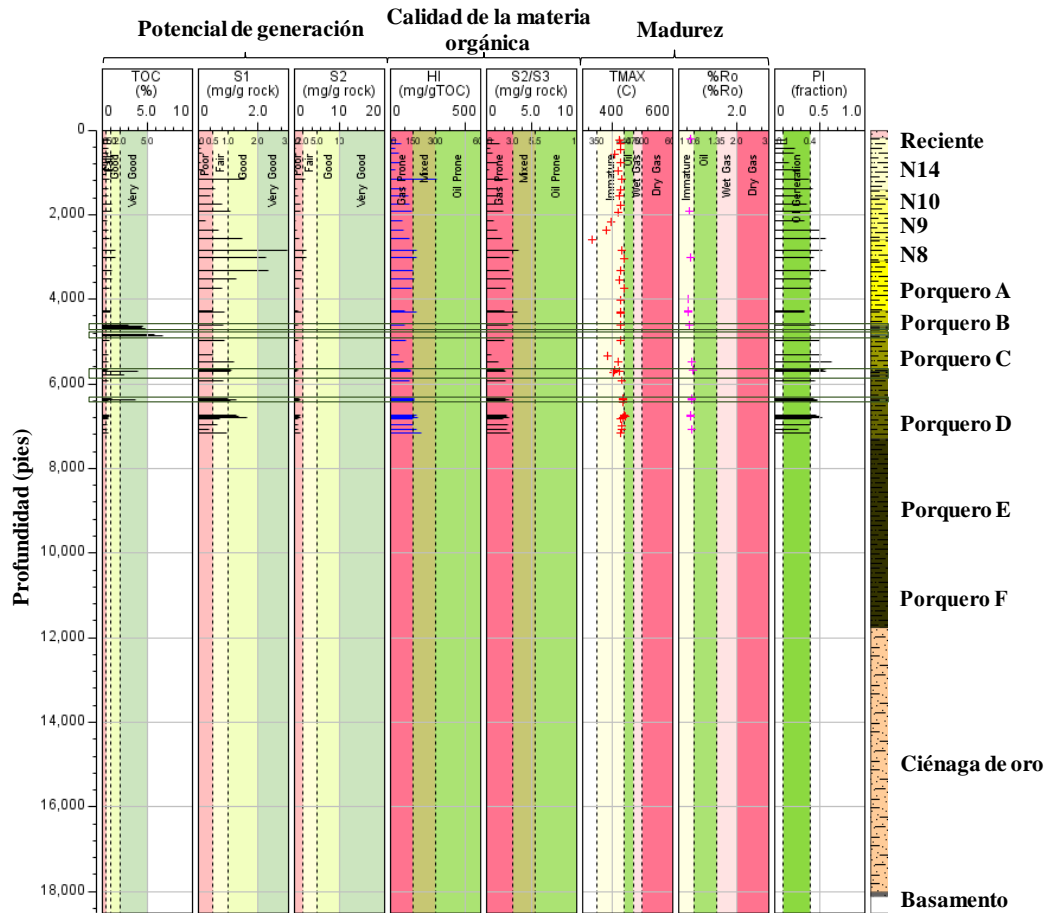


Figura 63. Perfiles geoquímicos – Pozo P3.

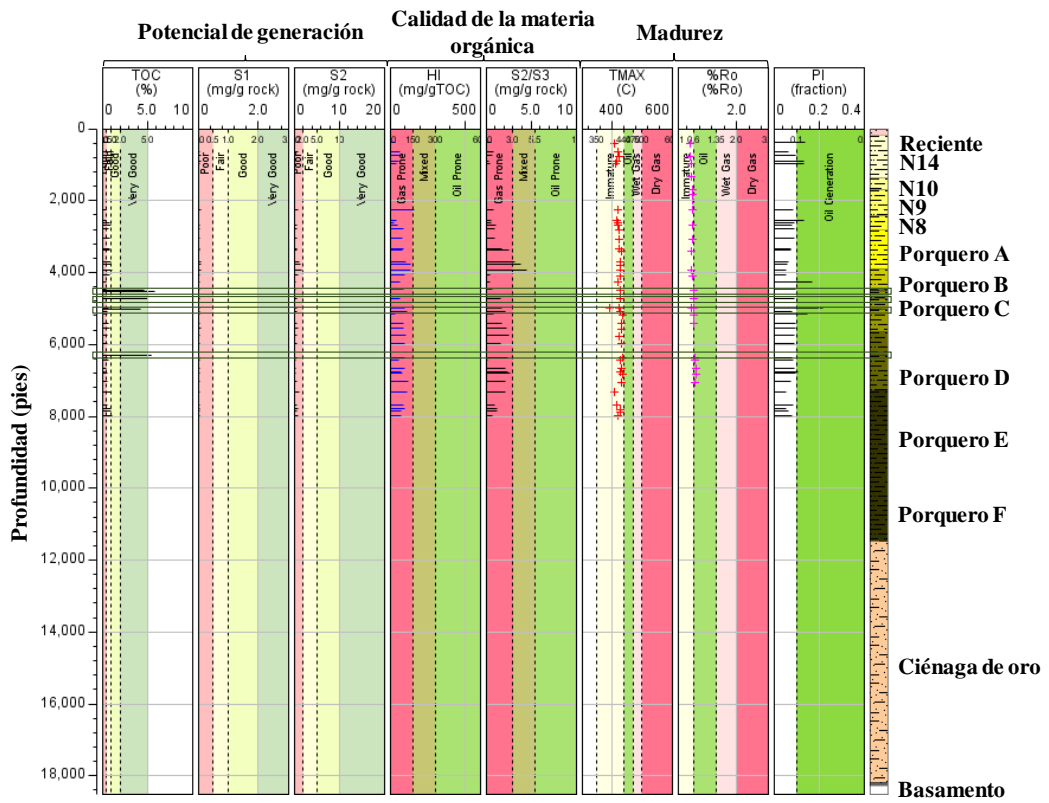


Figura 64. Perfiles geoquímicos – Pozo P5.

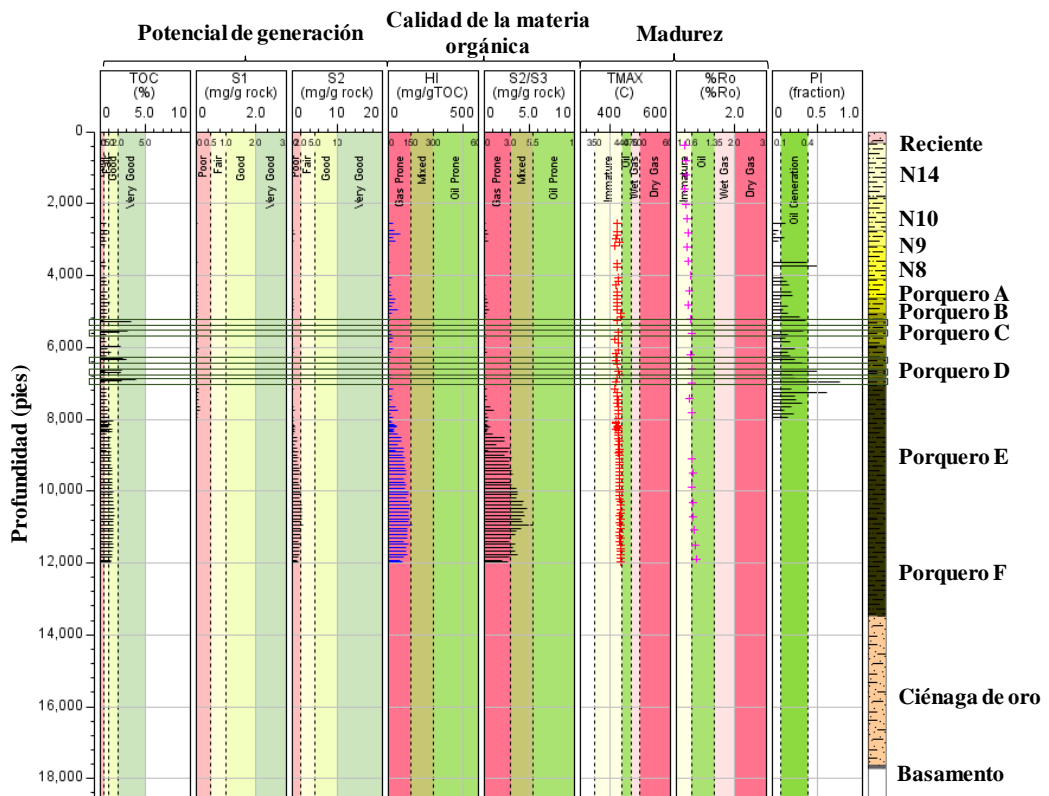


Figura 65. Perfiles geoquímicos – Pozo P8.

5.3.3. Madurez térmica de la roca generadora

La madurez térmica de la roca generadora evaluada a partir de los datos de $T_{\text{máx}}$ (381-443°C; 389-434°C; 416-434°C) y %Ro (0,45-0,54%; 0,51-0,67%; 0,57-0,59%), para los pozos P3, P5 y P8, respectivamente, representados también en los perfiles geoquímicos presentados desde la Figura 63 hasta la Figura 65, indican que la roca generadora evaluada es térmicamente inmadura ($T_{\text{máx}} < 435$ y $\%Ro < 0,6$), con algunos valores puntuales de $T_{\text{máx}}$ que indican madurez temprana en el pozo P3 (436°C a 6405'; 438°C a 6735' y 443°C a 6765') y de %Ro en el pozo P5 (0,63% a 6360'; 0,64% a 6430' y 0,67 a 6650' y 6810').

A pesar de la baja madurez térmica evidenciada por los datos de %Ro (0,45% a 0,67%) y $T_{\text{máx}}$ (381°C a 443°C), el modelo propuesto por Galimov, 1988 (Figura 66), sugiere la generación de hidrocarburo (gas termogénico y condensado temprano), de acuerdo al tipo de materia orgánica identificada (querógeno tipo III). En función de esto se puede sugerir que las rocas generadoras que no han alcanzado niveles de madurez temprana están generando sólo metano, mientras que las que han alcanzado este grado de madurez térmica, están en ventana de generación de condensado temprano (Figura 67 y Figura 68).

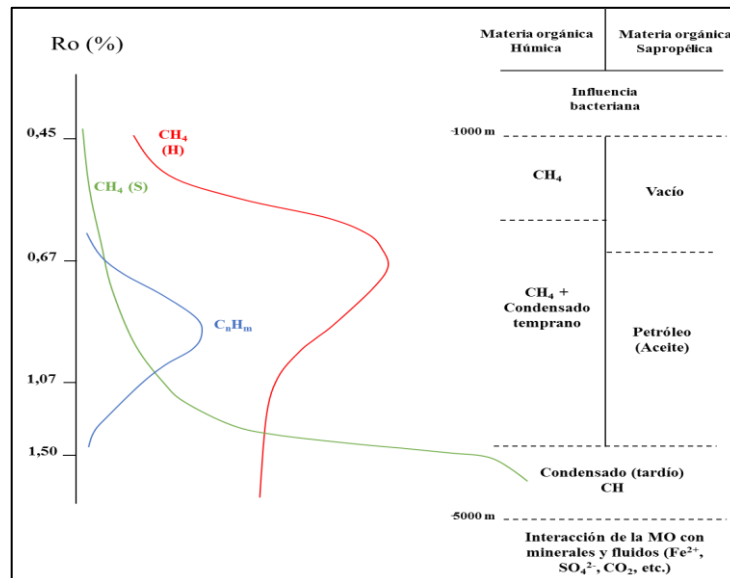


Figura 66. Modelo de generación de hidrocarburos en función de las transformaciones catagénicas de la materia orgánica (Galimov, 1988).

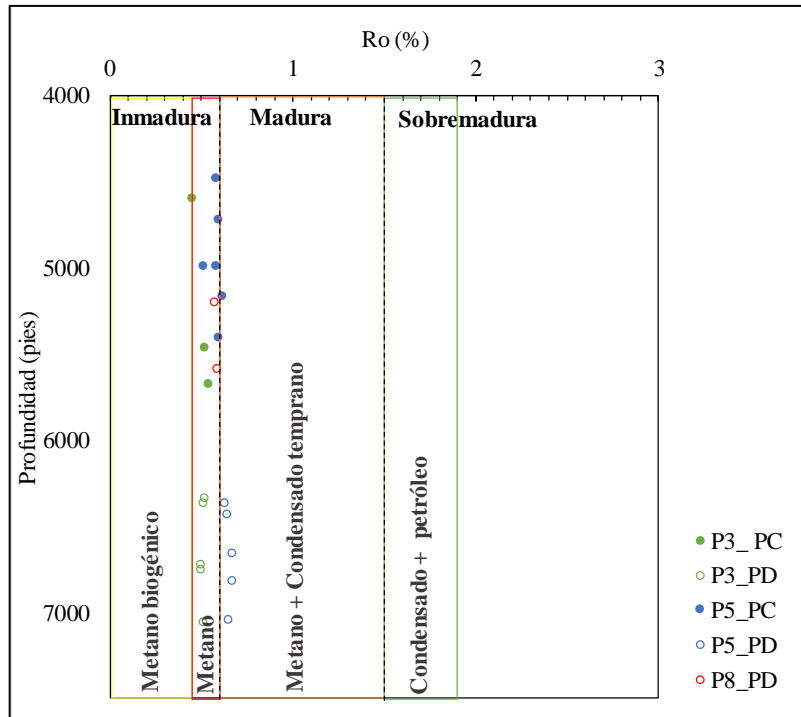


Figura 67. Grado de madurez de acuerdo con el %Ro y fluido generado de acuerdo con el modelo de generación de Galimov, 1988.

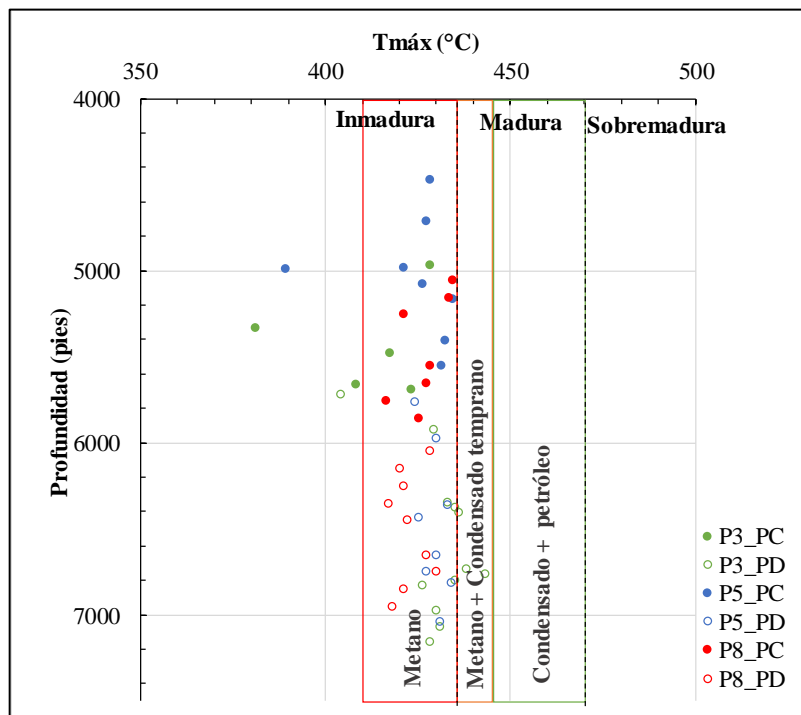


Figura 68. Grado de madurez de acuerdo con el Tmáx y fluido generado de acuerdo con el tipo de materia orgánica (querógeno tipo III).

5.4. Evaluación geoquímica de hidrocarburos

Se analizaron los resultados obtenidos mediante la técnica de cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (CG-EM), aplicada a cuatro muestras de crudo tomadas en los pozos P3 (6510' – 6540'), P5 (5602' – 5990'), P4 (6492' – 6509' y 6520' – 6594') y P6 (6240' – 6260'), la Figura 69 muestra la ubicación estratigráfica de éstas.

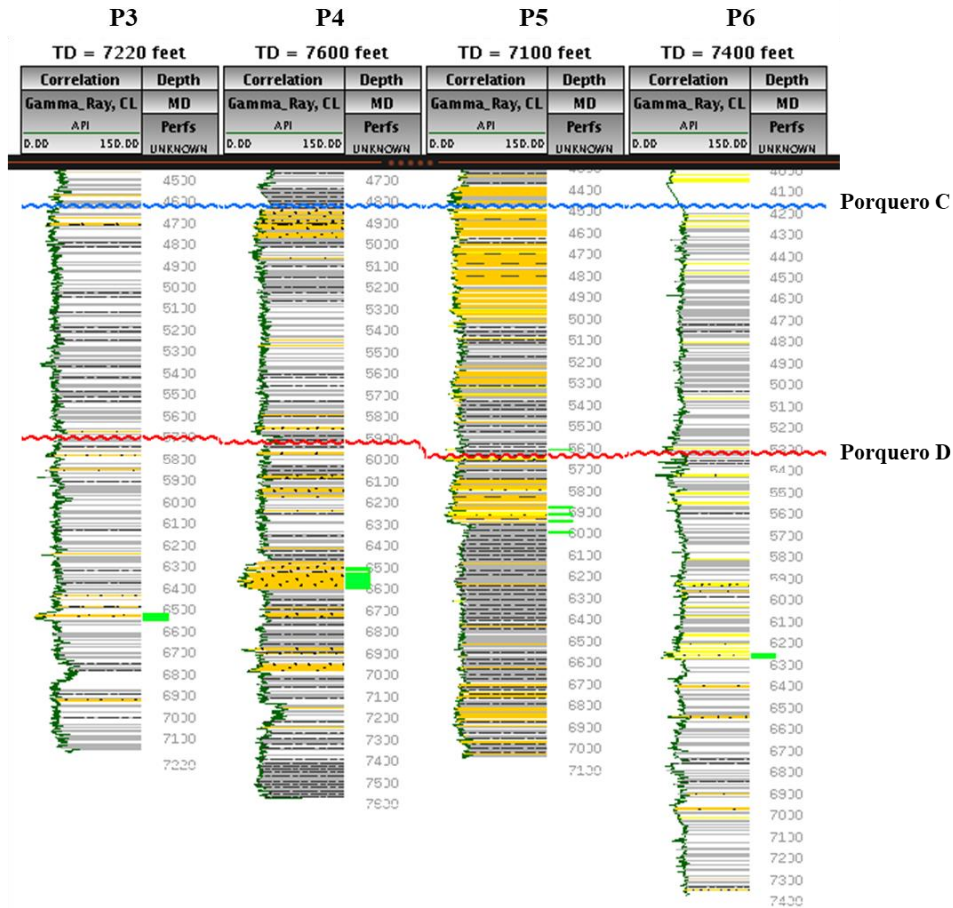


Figura 69. Ubicación estratigráfica de las muestras de fluido analizadas (bandas verdes).

5.4.1. Características físicas del crudo

Los resultados obtenidos de los análisis de los crudos y su gravedad API se encuentran resumidos desde la Tabla 15 hasta la Tabla 17.

Tabla 15. Gravedad API de las muestras de crudo analizadas.

Pozo	Profundidad	°API
P3	6510' - 6540'	56,0
P4	6492' - 6594'	57,7
P5	5602' - 5990'	54,0
P6	6240' - 6260'	52,1

Tabla 16. Composición en peso de las muestras de crudo analizadas.

Pozo	Profundidad	Peso muestra (g)	Peso fracción gaseosa (g)	Peso fracción SARA (g)			
				Saturados	Aromáticos	Resinas	Asfaltenos
P3	6510' - 6540'	0,0214	0,009	0,0095	0,0014	0,0012	0,0003
P4	6492' - 6594'	0,0848	0,060	0,0118	0,0028	0,0101	0,0001
P6	6240' - 6260'	0,0572	0,019	0,0339	0,0029	0,0013	0,0001

Tabla 17. Composición SARA y contenido de gas de las muestras de crudo analizadas.

Pozo	Profundidad	Fracción gaseosa (%)	Fracción SARA (%)	Composición SARA (%)			
				Saturados	Aromáticos	Resinas	Asfaltenos
P3	6510' - 6540'	42,1	57,9	76,6	11,3	9,7	2,4
P4	6492' - 6594'	70,8	29,2	47,6	11,3	40,7	0,4
P6	6240' - 6260'	33,2	66,8	88,8	7,6	3,4	0,3

Los cuatro crudos analizados presentan una gravedad API que permite clasificarlos como condensados ($>50^{\circ}$ API). Además, a partir de los resultados obtenidos del análisis SARA realizado a tres de los crudos en estudio (P4, P3, P6), se pudieron clasificar éstos como crudos parafínicos (Tissot y Welte, 1984) (Figura 70). Es importante mencionar que los crudos analizados presentan una fracción gaseosa importante (pérdida por evaporación).

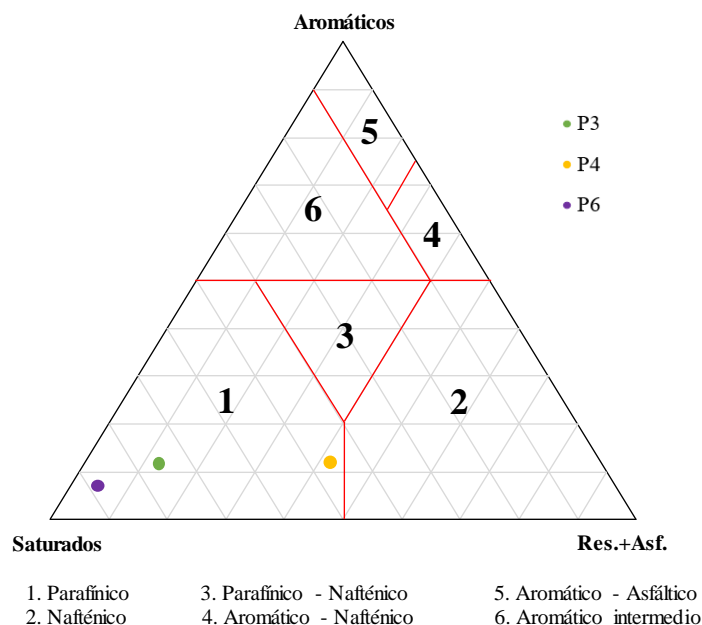


Figura 70. Clasificación de las muestras de hidrocarburos analizadas en función de su composición SARA (Tissot y Welte, 1984).

5.4.2. Análisis geoquímico del condensado

El análisis geoquímico de las muestras de condensado se realizó a partir de los datos obtenidos de cromatografía de gases (CG) y cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas (CG-EM) tanto de la fracción de hidrocarburos saturados (para los pozos P3, P4, P5 y P6), como de la fracción de hidrocarburos aromáticos (para los pozos P4 y P6). De la fracción de hidrocarburos saturados, se analizó el cromatograma total y los fragmentogramas (m/z): 191 (Figura 71) donde se observan los terpanos y hopanos y, 217 (Figura 72) donde se observan los esteranos. De la fracción de hidrocarburos aromáticos, se tienen las relaciones correspondientes a los fragmentogramas asociados a las relaciones masa/carga (m/z): 178 y 192 de los fenantrenos (F) y metilfenantrenos (MF); 184 correspondiente a los dibenzotiofenos (DBT); y 231 y 253 donde se observan los esteranos monoaromáticos y triaromáticos, respectivamente. La Figura 71 y la Figura 72 muestran los modelos representativos de los fragmentogramas de los iones 191 y 217 estudiados para la muestra correspondiente al pozo P4, los fragmentogramas de las muestras correspondientes a los demás pozos en estudio, se presentan en el Anexo 5.

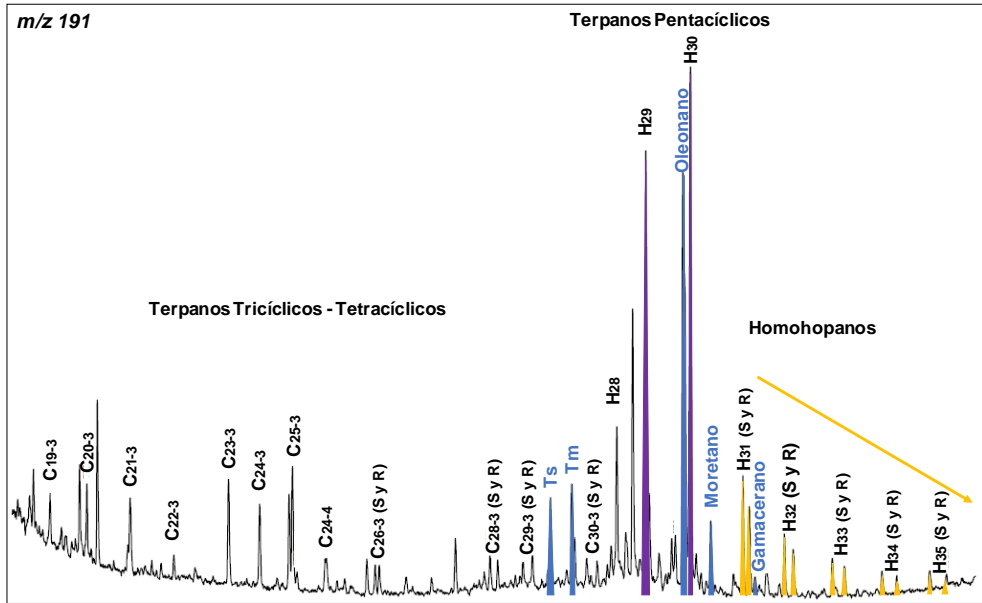


Figura 71. Fragmentograma m/z 191 para la muestra de crudo correspondiente al pozo P4.

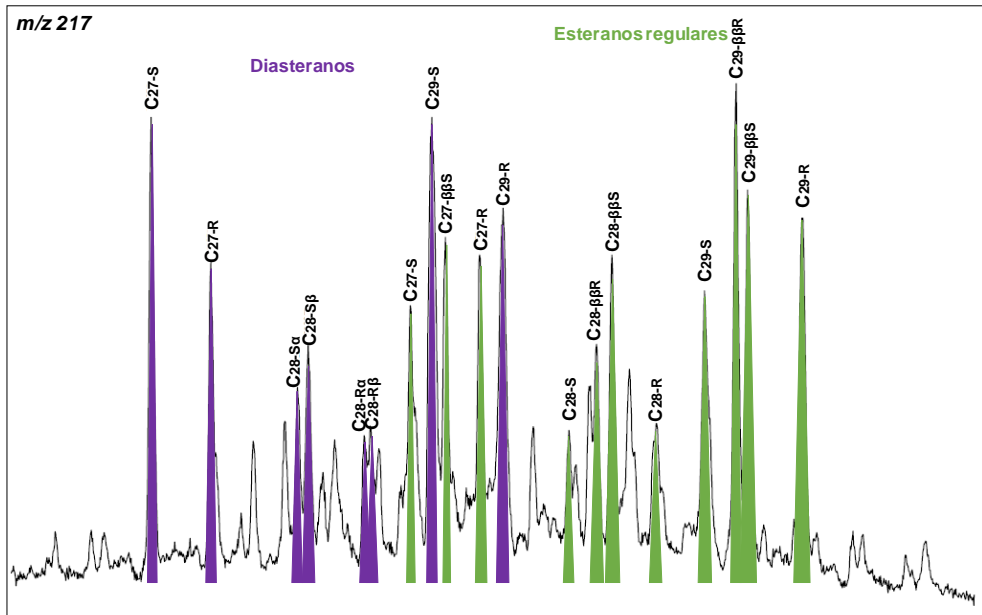


Figura 72. Fragmentograma m/z 217 para la muestra de crudo correspondiente al pozo P4.

5.4.2.1. Origen de la materia orgánica

La cromatografía de gases permite identificar las parafinas (*n*-alcanos) y los isoprenoides acíclicos (pristano y fitano) presentes en las muestras analizadas. Usando la abundancia relativa de estos compuestos, se puede inferir el origen y ambiente de sedimentación de una roca generadora en etapas tempranas de madurez térmica a partir de fluidos ausentes de alteración en yacimiento (López, 2013).

El patrón de distribución de los *n*-alcanos, puede sugerir el origen de la materia orgánica a partir de la relación terrígenos/acuáticos (Bourbonniere y Meyers, 1996 en López, 2013), TAR por su siglas en inglés (*Terrigenous /Aquatic Ratio*), calculado a partir de la ecuación 7 ya que las parafinas *n*-C₁₅, *n*-C₁₇ y *n*-C₁₉ se encuentran principalmente en algas presentes en ambientes lacustres y marinos, mientras que las parafinas *n*-C₂₇, *n*-C₂₉ y *n*-C₃₁ se asocian a materia orgánica terrestre y plantas superiores (Bourbonniere y Meyers, 1996 en López, 2013). La Tabla 18 resume los valores utilizados para el cálculo del TAR obtenidos de la cromatografía de gases de los crudos analizados y la Figura 73 muestra gráficamente que para todos los crudos analizados las medidas de TAR son mayores a 1, indicando un mayor aporte de materia orgánica de origen terrestre que de origen marino. Este indicador corrobora los resultados obtenidos para la roca generadora mediante pirolisis *rock-eval*, de acuerdo al diagrama de van Krevelen.

$$TAR = \frac{C_{27}+C_{29}+C_{31}}{C_{15}+C_{17}+C_{19}} \quad (\text{Ecuación 7})$$

Tabla 18. Valores de *n*-alcanos utilizados para el cálculo del TAR.

Pozo	n-alcanos						TAR
	<i>n</i> -C ₁₅	<i>n</i> -C ₁₇	<i>n</i> -C ₁₉	<i>n</i> -C ₂₇	<i>n</i> -C ₂₉	<i>n</i> -C ₃₁	
P3	50,104	58,046	64,510	86,539	91,072	95,310	1,58068
P4	50,137	57,713	64,555	86,632	91,173	95,424	1,58481
P6	49,994	57,547	64,364	86,341	90,859	95,084	1,58392
P5	49,959	57,500	64,309	86,262	90,771	94,996	1,58370

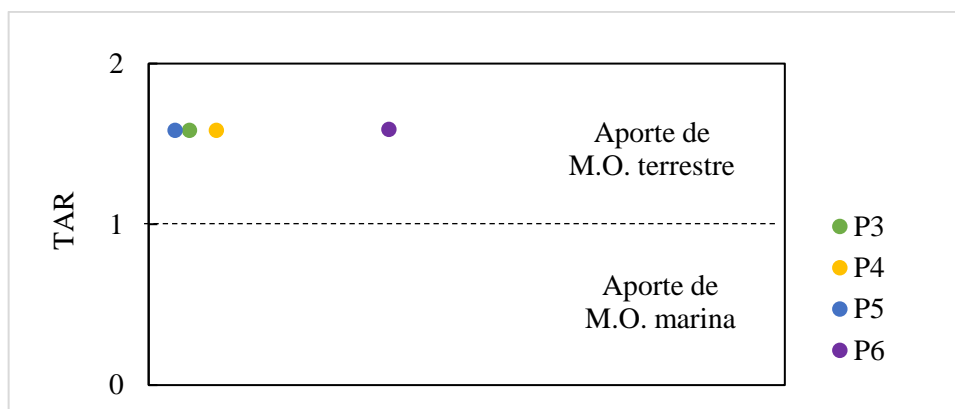


Figura 73. Origen de la materia orgánica a partir de la relación terrígenos/acuáticos, TAR.

Otro parámetro geoquímico que suele utilizarse para sugerir el origen o aporte de materia orgánica es la relación entre el terpano tricíclico de 23 átomos de carbono (C_{23-3}) y el terpano tetracíclico C_{24-4} (Peters *et al.*, 2005), debido a que el C_{23-3} proviene de organismos procarióticos algales marinos (Tissot y Welte, 1984), mientras que el C_{24-4} está asociado a materia orgánica con un aporte predominantemente continental (Volkman *et al.*, 1989 *en* Oung y Philp, 1993; Peters *et al.*, 2005). La Tabla 19 resume los valores de estos parámetros y muestra mayores valores para el C_{24-4} que para el C_{23-3} , indicando un origen o aporte de afinidad continental para todas las muestras de crudo bajo estudio, apoyando los análisis anteriores.

Tabla 19. Valores de los terpanos C_{23-3} y C_{24-4} para evaluar el origen de la materia orgánica.

Pozo	Terpanos		C_{23-3} / C_{24-4}
	C_{23-3}	C_{24-4}	
P3	76,424	79,102	0,96614
P4	76,492	79,175	0,96611
P5	76,181	78,849	0,96616
P6	76,252	78,918	0,96622

En el fragmentograma m/z 191 de cada una de las cuatro muestras de crudo en estudio, se puede observar la presencia de 18α (H)-oleanano. El 18α (H)-oleanano es un biomarcador relacionado con compuestos originados de betulina y otros triterpenoides pentacíclicos que son producidos por angiospermas (plantas terrestres con flores) durante la diagénesis y la catagénesis (Rullkötter *et al.*, 1994). La relación utilizada como medida relativa del aporte de materia orgánica terrestre

se muestra en la ecuación 8 y se denomina índice de oleanano (IO). Valores del índice de oleanano mayores al 30% sugieren un alto aporte de materia orgánica terrestre (Peters *et al.*, 2005). Sin embargo, presenta ciertas limitaciones porque su ausencia en crudos no niega el aporte de materia orgánica de tipo terrestre, sólo indica que no hubo contribución de plantas angiospermas en el material sedimentado (Peters y Moldowan, 1993; Peters *et al.*, 2005; López, 2013). El índice de oleanano determinado para las muestras en estudio, sugiere para todos los casos un alto aporte de materia orgánica terrestre (Tabla 20 y Figura 74).

$$IO = \frac{18\alpha(H) + 18\beta(H) - \text{Oleanano}}{C_{30} \text{ Hopano}} \times 100 \quad (\text{Ecuación 8})$$

Tabla 20. Índice de oleanano para evaluar el origen de la materia orgánica.

Pozo	Oleanano - α & β (H)	C30 - Hopano	Índice de oleanano (%)
P3	67,928	68,521	99,13457
P4	68,208	68,800	99,13953
P5	68,041	68,623	99,15189
P6	67,789	68,365	99,15746

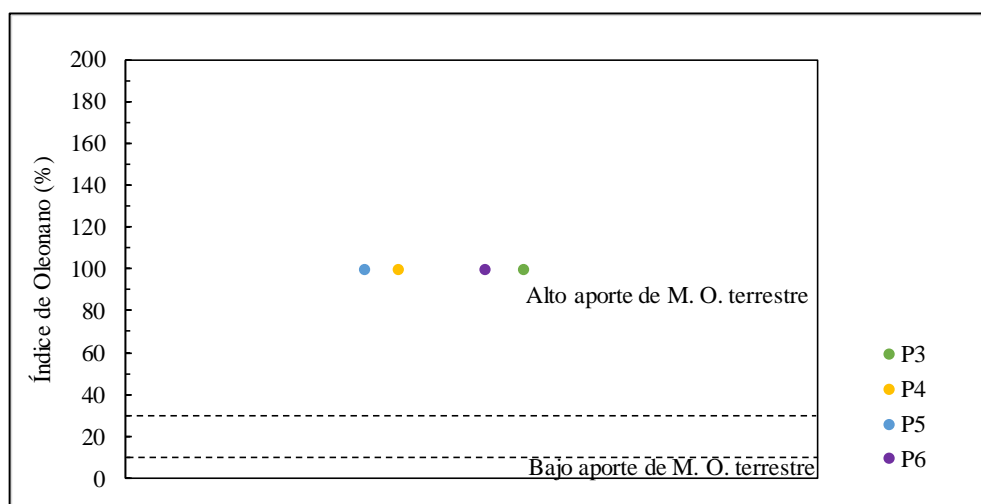


Figura 74. Aporte relativo de materia orgánica terrestre a partir del índice de oleanano.

Los esteranos regulares de 27, 28 y 29 átomos de carbono identificados en el fragmentograma m/z 217 permiten obtener información respecto al aporte de materia orgánica, ya que los dos primeros son más abundantes en algas verde-rojas y en zooplancton, sugiriendo un origen marino, mientras que el último es más

abundante en materia orgánica de origen terrestre y algas marrones (Moldowan *et al.*, 1985; Peters *et al.*, 2005).

Huang y Meinshein (1979) en Killops y Killops (2005), presentan un diagrama triangular para representar la abundancia relativa de los esteranos regulares C₂₇, C₂₈ y C₂₉, donde se muestran regiones asociadas al tipo materia orgánica, sin embargo, estos autores recomiendan usar este diagrama cuando se tienen análisis doble de espectrometría de masas (CG-EM/EM), ya que con el análisis CG-EM se presentan interferencias y el resultado puede ser no concluyente (lo que representa una limitación para este estudio particularmente). La Tabla 21 muestra numéricamente la abundancia relativa de estos compuestos, mientras que la Figura 75 lo muestra gráficamente.

Tabla 21. Abundancia relativa de los esteranos regulares C₂₇, C₂₈ y C₂₉.

	P3	P4	P5	P6
%C₂₇	43	34	38	32
%C₂₈	24	22	23	27
%C₂₉	33	44	39	41

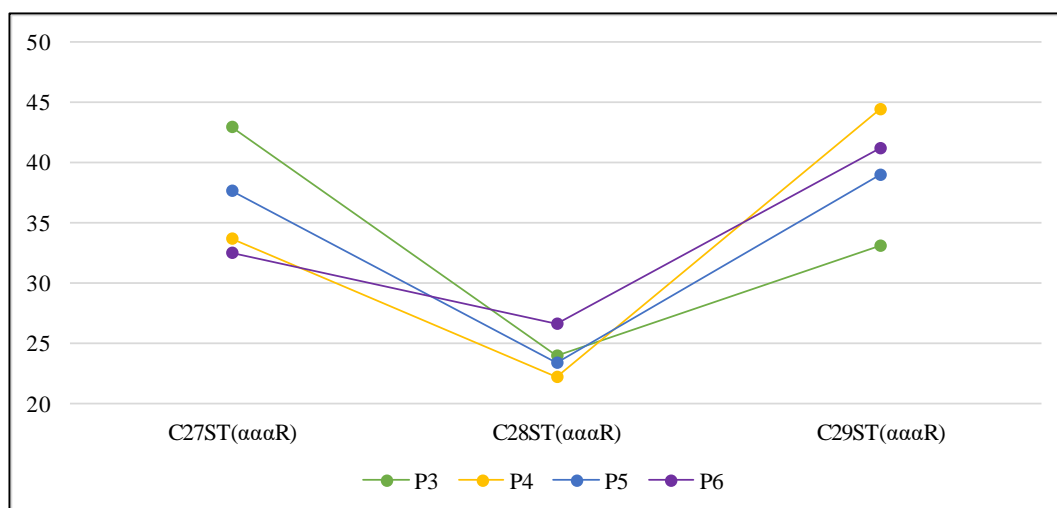


Figura 75. Patrón de distribución de los esteranos regulares C₂₇, C₂₈ y C₂₉.

A partir de la abundancia de los esteranos, se demuestra una predominancia del esteroano C₂₉, en 3 de las cuatro muestras (P4, P5 y P6), mientras que en la restante (P3) predomina el esteroano C₂₇, sin embargo, al graficar estos valores en el diagrama triangular de esteranos (Huang y Meinshein (1979) en Killops y Killops

(2005), Figura 76), se puede observar que las 4 muestras corresponden al mismo campo, correspondiente a un ambiente transicional tipo estuario o bahía. Es importante destacar que los valores con los que se están haciendo las interpretaciones son resultado del análisis de CG-EM, donde según el reporte detallado de los compuestos detectados, el esterano $C_{27}\alpha\alpha 20S$, presentó en las 4 muestras una contribución del $+5\beta\alpha\alpha$, sugiriendo un valor relativamente mayor que el estrictamente verdadero.

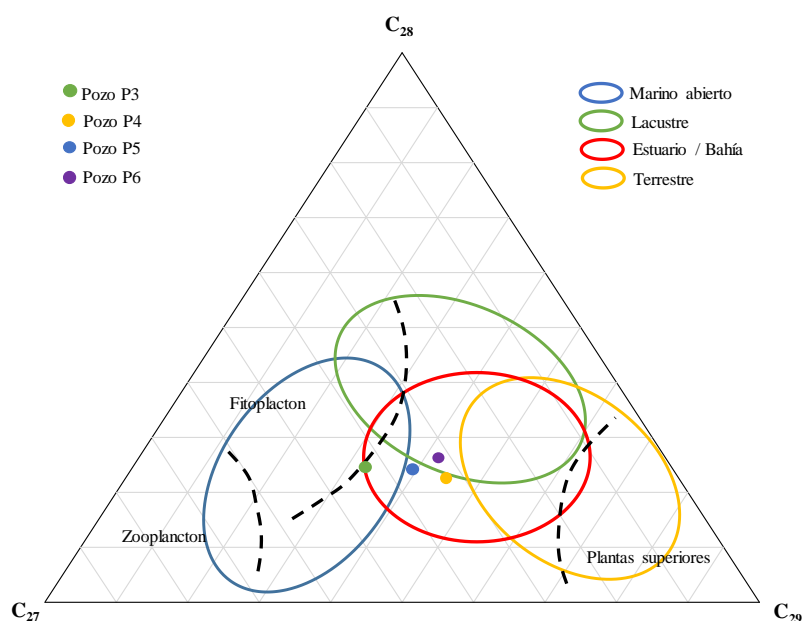


Figura 76. Distribución de esteranos, indicando ambiente de sedimentación de la roca generadora de acuerdo con Huang y Meinshein (1979) en Killops y Killops (2005).

Para interpretar geoquímicamente el origen de la materia orgánica, se ha utilizado también la relación esteranos/hopanos obtenidos de los fragmentogramas m/z 217 y 191 de la fracción saturada, la cual refleja la contribución de organismos eucariotas (algas, plantas superiores) respecto a los procariotas (bacterias), cuando esta relación es mayor a 1 indica una fuente de la materia orgánica marina (proveniente de plancton o algas bentónicas), mientras que valores menores a 1 de esta relación, indica un origen de la materia orgánica terrestre o retrabajada (Tissot y Welte, 1984; Peters *et al.*, 2005). La Tabla 22 y Figura 77 muestran los resultados obtenidos, donde se evidencia para todas las muestras en estudio, que la materia orgánica precursora de los crudos analizados es de origen terrestre.

Tabla 22. Valores obtenidos de la relación esteranos/hopanos.

Pozo	esteranos/hopanos
P3	0,60
P4	0,78
P5	0,64
P6	0,90

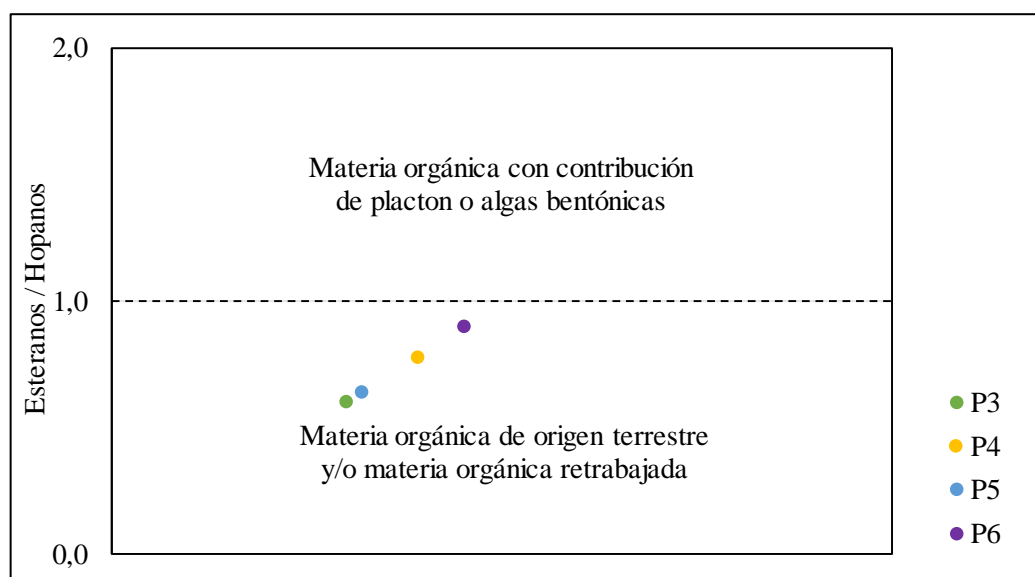


Figura 77. Relación esteranos/hopanos como indicadora del origen de la materia orgánica en la roca generadora.

En conclusión, los parámetros geoquímicos de la fracción saturada (n-alcanos, isoprenoides, terpanos, esteranos y hopanos), indican que la materia orgánica a partir de la cual se generaron los crudos en estudio es de origen terrestre.

5.4.2.2. Condiciones del ambiente de sedimentación (litología de la roca generadora y condiciones redox)

La abundancia relativa de los isoprenoides acíclicos pristano (Pr) y fitano (Ft), identificados en la cromatografía de gases, se utiliza como indicadora de las condiciones óxido-reductoras del ambiente de sedimentación de la roca generadora (Didyk *et al.*, 1978; Labrador *et al.*, 1995; Lo Mónaco *et al.*, 1999; Peters *et al.*, 2005). Considerando, como principal fuente de tales compuestos la cadena fitol de la clorofila, la cual está disponible durante la diagénesis temprana en la columna de agua (Killops y Killops, 2005), en ambientes de sedimentación con condiciones

subóxicas a disóxicas, la cadena fitol se oxida a ácido fiténico, que luego, puede ser decarboxilado para formar pristeno y posteriormente ser reducido a pristano, mientras que bajo condiciones anóxicas, el fitol sufre una reducción y posterior deshidratación para formar fitano, a través del fitanol (Peters *et al.*, 2005). Con base a las reacciones descritas anteriormente, la relación entre ambos isoprenoides indica las condiciones redox durante la diagénesis (Didyk *et al.*, 1978; Tissot y Welte, 1984).

Las relaciones pristano/fitano de las muestras analizadas, arrojan valores superiores a 3 (Tabla 23), evidenciando que, el isoprenoide pristano se encuentra en mayor proporción que el isoprenoide fitano, indicando que las condiciones de sedimentación a las que estuvo expuesta la roca generadora fueron disóxicas (Tabla 23 y Figura 78).

Tabla 23. Valores de la relación entre los isoprenoides acíclicos pristano y fitano (Pr/Ft).

Pozo	Pr/Ft
P3	3,51
P4	3,41
P5	4,12
P6	4,40

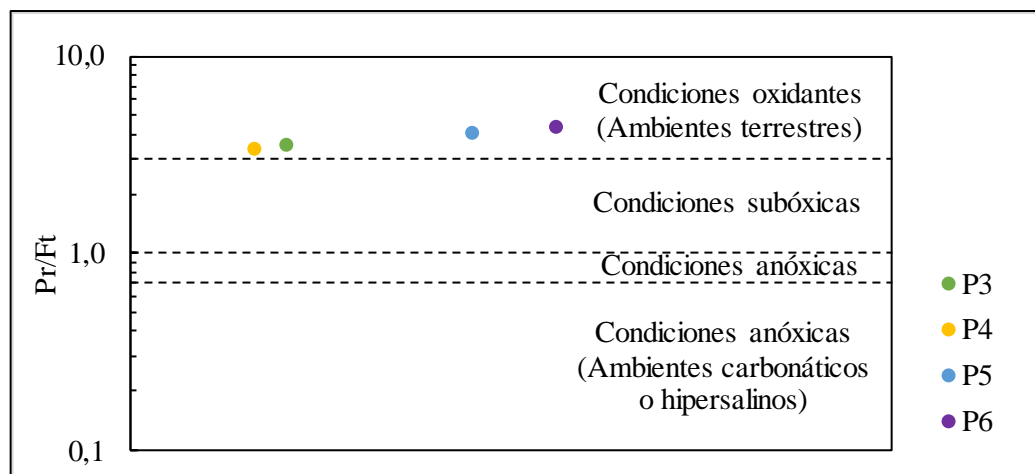


Figura 78. Condiciones redox del ambiente de sedimentación de la roca generadora a partir de la relación Pr/Ft.

Además, las relaciones entre estos isoprenoides y su *n*-alcano correspondiente (Pr/*n*-C₁₇ y Fr/*n*-C₁₈), presentadas en la Tabla 24, permiten confirmar la

contribución de materia orgánica terrestre (querógeno tipo III), a partir del gráfico presentado en la Figura 79 bajo condiciones relativamente oxidantes. Sin embargo, es importante resaltar que, aunque las condiciones redox del ambiente de sedimentación fueron relativamente oxidantes, la materia orgánica no fue oxidada en su totalidad, por el contrario, debieron existir condiciones de acumulación y preservación de la materia orgánica, como aporte de materia orgánica y tasa de sedimentación tales, que garantizaron la presencia de materia orgánica (vista como %COT) que se cuantifica en los intervalos de roca generadora en este estudio.

Tabla 24. Relación entre los isoprenoides (Pr y Ft) y su n-alcano correspondiente (n-C₁₇ y n-C₁₈).

Pozo	Pr/n-C ₁₇	Ft/n-C ₁₈
P3	1,52	0,59
P4	1,47	0,56
P5	1,77	0,66
P6	1,58	0,50

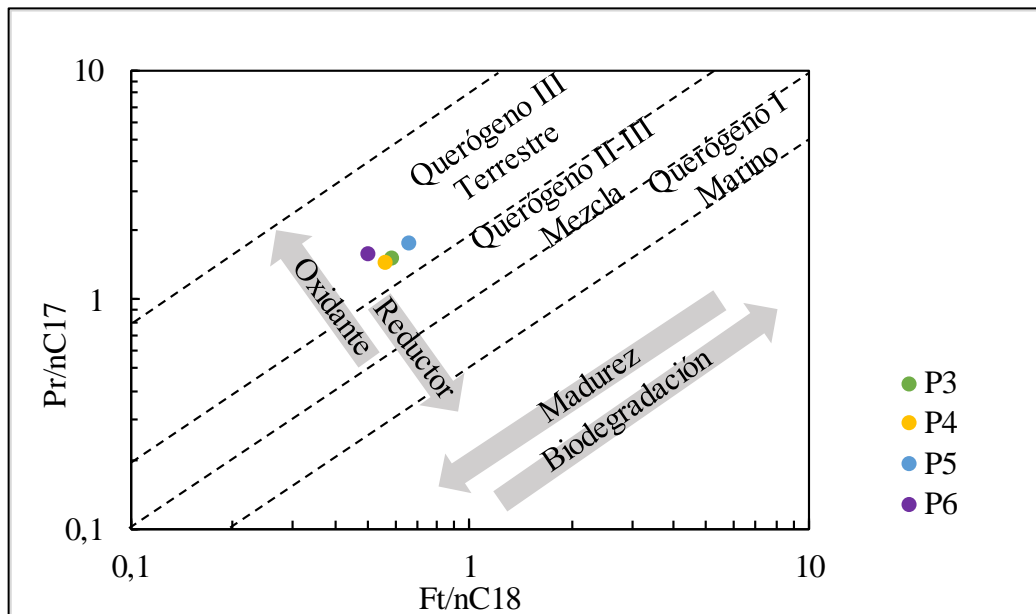


Figura 79. Ambiente de sedimentación, condiciones redox y tipo de querógeno de la roca generadora a partir de la relación Pr/n-C₁₇ vs Ft/n-C₁₈.

La distribución de homohopanos, basada en la intensidad relativa obtenida a partir del cromatograma de masas $m/z=191$, también puede ser utilizada para inferir las condiciones redox del ambiente de sedimentación de la roca generadora debido a la preservación de hopanos de más de C_{35} en ambientes de sedimentación con condiciones reductoras altas. Esta distribución relativa se calcula a partir de la relación denominada índice de homohopanos (ecuación 9), donde los valores de $IH > 1$, sugieren condiciones sedimentación anóxicas o anóxicas euxínicas, que a su vez se relacionan a ambientes marinos carbonáticos o evaporíticos, mientras que $IH < 1$ sugiere condiciones de sedimentación subóxicas a disóxicas (Figura 80). Los hopanos extendidos C_{34} y C_{35} , fueron detectados sólo en el pozo P4, lo que sugiere que estos hopanos no fueron preservados en las demás muestras, pudiendo sugerir que el ambiente de sedimentación presentaba condiciones más oxidantes que reductoras.

$$IH = \frac{C_{35}}{C_{34}} \times 100 \quad (\text{Ecuación 9})$$

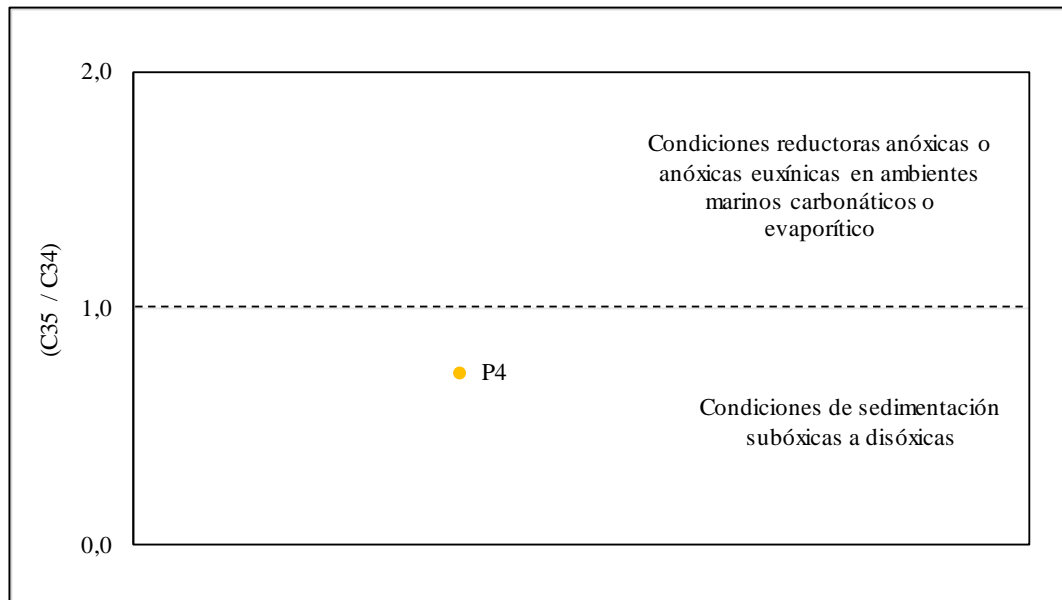


Figura 80. Condiciones redox del ambiente de sedimentación de la roca generadora a partir del índice de homohopanos.

Por otra parte, las concentraciones relativas de los hopanos C_{31} a C_{35} , pueden variar de manera significativa de diferentes muestras y su análisis proporciona valiosa

información paleoambiental (Peters *et al.*, 2005). Las distribuciones que presentan una disminución regular en el tamaño de los picos de las especies C₃₁ a C₃₅ (distribución en “escalera”) representan, general mente, facies clásticas en condiciones subóxicas a disóxicas. Por su parte, altas concentraciones relativas de C₃₅ (distribución en “V”) se asocian con carbonatos marinos o con evaporitas. La Tabla 25 y la Figura 81 presenta la distribución de los homopanos de 31 a 35 átomos de carbono para las muestras en estudio, donde se evidencia una distribución en “escalera” o descendiente para estas muestras. Esto apoyaría las interpretaciones anteriores del ambiente de sedimentación en condiciones subóxicas a disóxicas.

Tabla 25. Proporción relativa de los homohopanos de 31 a 35 átomos de Carbono.

Pozo	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₃	C ₃₄	C ₃₅
P3	59,30	30,17	10,53	0,00	0,00
P4	45,34	23,14	14,70	9,74	7,08
P5	57,08	28,07	14,85	0,00	0,00
P6	74,24	25,76	0,00	0,00	0,00

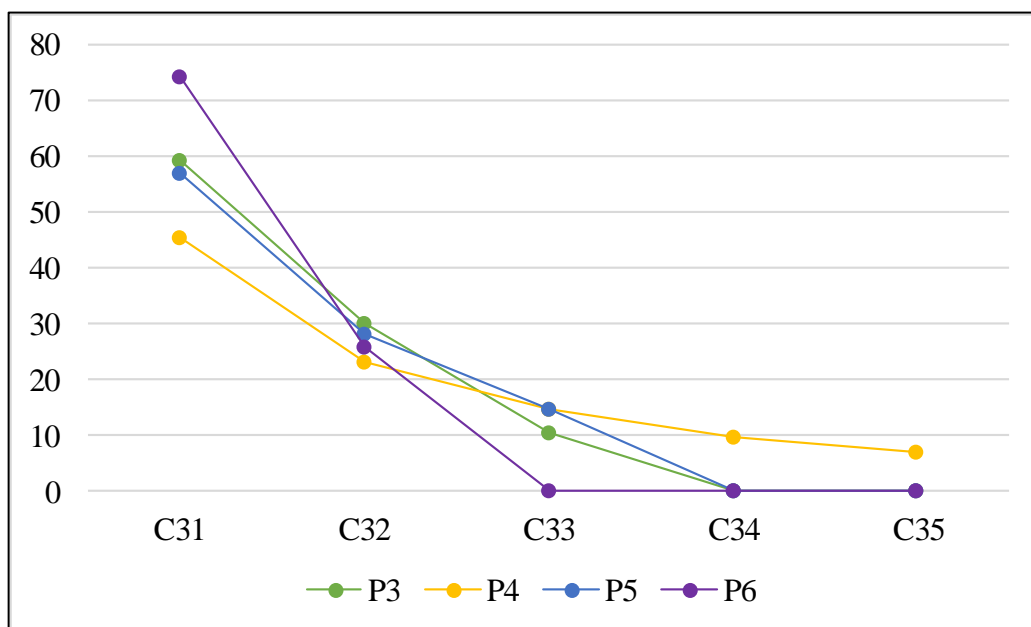


Figura 81. Patrón de distribución de los homohopanos de 31 a 35 átomos de Carbono, a partir de las proporciones de cada uno de los compuestos presentes en las muestras en estudio.

Otro indicador utilizado para interpretar las condiciones del ambiente de sedimentación de la materia orgánica precursora de los hidrocarburos analizados es la presencia o ausencia de diasteranos. Estos compuestos presentan especies C₂₇, C₂₈, C₂₉ y C₃₀, de las cuales las primeras dos son las especies más fácilmente observables. La proporción de diasteranos con relación a los esteranos regulares depende principalmente de la litología, ya que se ha determinado que el desarrollo de diasteranos se favorece a expensas de los esteranos en un ambiente siliciclástico donde se ha establecido que los diasteranos son producto de transformaciones catalíticas ácidas que modifican molecularmente los esteranos, y que estas reacciones son provocadas por la acción catalítica de minerales de arcilla, tales como montmorillonita o illita (Sieskind *et al*, 1979).

De acuerdo con lo anterior, si se establece la relación diasteranos/esteranos regulares, se puede establecer un criterio de diferenciación entre facies carbonáticas (calizas), relacionadas a un ambiente marino con condiciones anóxicas, con baja proporción de diasteranos y facies clásticas (lutitas), relacionadas a un ambiente de sedimentación con condiciones subóxicas a disóxicas con altas proporciones de diasteranos (Sieskind *et al.*, 1979; Mello *el at.*, 1988; Peters *et al.*, 2005; Killops y Killops, 2005). Los valores calculados para las muestras en estudio se presentan en la Tabla 26 e indican un tipo de roca generadora predominantemente siliciclástica con abundantes minerales de arcilla y sedimentadas en condiciones subóxicas a disóxicas.

Tabla 26. Relación diasteranos/esteranos regulares.

Pozo	diasteranos/esteranos regulares
P3	1,73
P4	1,22
P5	1,91
P6	0,77

El patrón de distribución de los isómeros del metildibenzotiofeno se utiliza también como indicador de la litología de la roca generadora. Estos marcadores fueron identificados para dos de los cuatro pozos en estudio (P4 y P6) a través del fragmentograma de masas m/z 198 de la fracción aromática, observándose un patrón de distribución en forma de escalera, que corresponde a 4-metil > 2-3metil

> 1-metil (Tabla 27 y Figura 82), estas características son asociadas a crudos provenientes de rocas generadoras de tipo siliciclásticas (Hughes, 1984).

Tabla 27. Valores reportados para los metildibenzotiofeno 4-metil, 2-3metil y1-metil.

Pozo	4-MDBT	2-3MDBT	1-MDBT
P4	47064	25230	14964
P6	24064	13849	8336

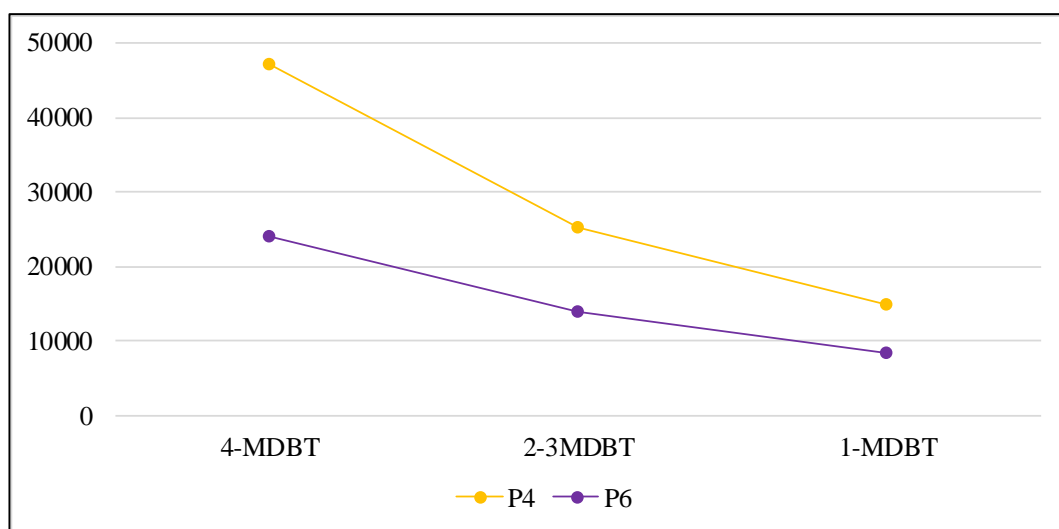


Figura 82. Patrón de distribución en forma de “escalera” de los metildibenzotiofeno 4-metil, 2-3metil y1-metil, a partir de los valores de área reportados para cada uno de ellos.

Para interpretar la litología y el paleoambiente desarrollado durante la sedimentación de las rocas generadoras que dieron origen a los crudos en estudio, se determinó la relación dibenzotiofeno/fenantreno (DBT/F), obtenidos de los fragmentogramas m/z 184 y 178, respectivamente, de la fracción aromática. Esta relación junto con la relación de los isoprenoides acíclicos pristano y fitano (pristano/fitano), permiten utilizar el esquema de clasificación presentado por Hughes *et al.* (1995), basado en la premisa de que estas relaciones reflejan diferentes condiciones de Eh-pH que son el resultado de los procesos microbiológicos y químicos que ocurren durante la sedimentación y diagénesis temprana de los sedimentos.

Hughes *et al.* (1995), proponen que la relación dibenzotiofeno/fenantreno evalúa la disponibilidad de azufre reducido que se incorpora en la materia orgánica, además es un buen indicador de rocas generadoras carbonáticas (>1) y lutitas (<1), por su

parte, la relación pristano/fitano indica las condiciones reductoras del ambiente depositacional. De acuerdo con lo anterior, la relación pristano/fitano en conjunto con la relación dibenzotiofeno/fenantreno, aporta información sobre el ambiente de sedimentación para los crudos analizados, utilizando el gráfico propuesto por Hughes *et al.* (1995), donde se puede observar que todas las muestras coinciden en la zona 4 descrita como un ambiente fluvio deltáico, donde la litología de la roca generadora corresponde a lutitas ricas en materia orgánica (Tabla 28 y Figura 83).

Tabla 28. Valores reportados de dibenzotiofeno y fenantreno y su relación.

Pozo	Dibenzotiofeno	Fenantreno	dibenzotiofeno/fenantreno
P4	50244	129658	0,39
P6	23298	51612	0,45

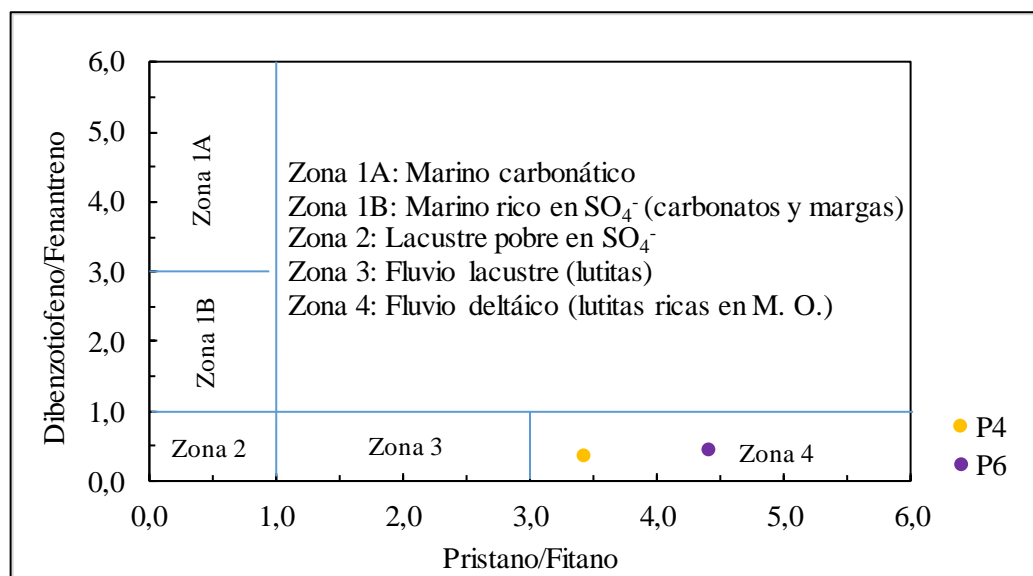


Figura 83. Ambiente de sedimentación y litología asociada de la roca generadora a partir de las relaciones DBT/Fenantreno y Pr/Ft.

Finalmente, en función de: (i) la abundancia relativa de los isoprenoides acíclicos pristano y fitano y la relación de éstos con su *n*-alcano correspondiente (*n*-C₁₇ y *n*-C₁₈, respectivamente); (ii) la concentración y distribución de homohopanos (C₃₁-C₃₅); (iii) la relación diasteranos/esteranos regulares; (iv) el patrón de distribución de los isómeros del metildibenzotiofeno y (v) el gráfico de dibenzotiofeno/fenantreno vs pristano/fitano, es posible concluir que la roca

generadora precursora de los crudos en estudio es una lutita de origen terrestre (querógeno tipo III), sedimentada bajo condiciones subóxicas a disóxicas.

5.4.2.3. Grado de madurez térmica

Similar al análisis de origen y condiciones del ambiente de sedimentación de la materia orgánica de la roca generadora, el grado de madurez térmica, puede inferirse a partir de relaciones entre algunos compuestos (biomarcadores) detectados a partir de la cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas. Para interpretar la madurez térmica de las muestras en estudio, fueron calculados tanto el índice preferencial de carbono (CPI - ecuaciones 10 y 11) como la preferencia par-impar (OEP- ecuaciones 12 y 13) de los *n*-alcanos, ambos basados en que a medida que aumenta la madurez térmica de la roca comienza a ocurrir un craqueo indiferenciado de los *n*-alcanos presentes en el querógeno y en el bitumen ya generado, perdiéndose el predominio de los *n*-alcanos heredados por las condiciones desarrolladas en el ambiente de sedimentación (Tissot y Welte, 1984), por lo que valores menores a 1 ($\lll 1$) o mayores a 1 ($\ggg 1$), indican una baja madurez térmica, mientras que valores cercanos a 1 sugieren que las muestras son térmicamente maduras (López, 2013).

$$CPI_1 = \frac{2(C_{29})}{(C_{28}+C_{30})} \quad (\text{Ecuación 10; Philippi, 1965 en López, 2013})$$

$$CPI_2 = \frac{2(C_{23}+C_{25}+C_{27}+C_{29})}{(C_{22}+2(C_{24}+C_{26}+C_{28})+C_{30})} \quad (\text{Ecuación 11; Peters et al., 2005 en López, 2013})$$

$$OEP_1 = \frac{(C_{21}+6C_{23}+C_{25})}{4(C_{22}+C_{24})} \quad (\text{Ecuación 12; Scalan y Smith, 1970 en López, 2013})$$

$$OEP_2 = \frac{(C_{25}+C_{27}+C_{29})}{4(C_{26}+C_{28})} \quad (\text{Ecuación 13; Peters et al., 2005 en López, 2013})$$

La Tabla 29 muestra los resultados obtenidos para las muestras en estudio, sugiriendo que estos crudos son térmicamente maduros, pues los valores tanto del CPI como de la OEP se encuentran cercanos a 1.

Tabla 29. Valores de CPI y OEP de acuerdo a varios autores.

Pozo	CPI_1	CPI_2	OEP_1	OEP_2
P3	1,0004	1,0005	1,0000	1,0000
P4	1,0004	0,9917	0,9624	1,0000
P5	1,0004	1,0005	1,0000	1,0000
P6	1,0004	1,0005	1,0000	1,0000

Además, se utilizó la relación de isomerización de los hopanos 22S/(22S+22R) que involucra el paso gradual de la configuración 22R, heredada de los precursores biológicos, a una mezcla de diastereoisómeros 22R y 22S. Para los hopanos de 31 y 32 átomos de carbono, la relación aumenta de 0 a 0,62 utilizando como referencia los valores del equilibrio de isomerización de los homohopanos, reportados por Peters *et al.* (2005), que proponen intervalos entre 0,50 y 0,54 para indicar menor madurez térmica y entre 0,57 y 0,62 para mayor madurez, estableciendo que las muestras con valores de índice de isomerización de los hopanos están comprendidos dentro del primer intervalo, se encuentran en catagénesis temprana, mientras que las muestras que se encuentran en el segundo intervalo, probablemente hayan alcanzado o superado el máximo de generación de crudo. La Tabla 30 muestra el resultado obtenidos al calcular la relación de los isómeros S y R en el 17 α (H) hopano C₃₂ obtenida del fragmentograma m/z=191 para cada una de las muestras en estudio, donde se observan valores entre 0,53 y 0,57 indicando que los crudos evaluados se encuentran en catagénesis temprana o cercana al máximo de generación. Este resultado es coherente y apoya lo obtenido e interpretado a partir de la geoquímica de roca expuesto en el apartado 5.3.3.

Tabla 30. Relación de los isómeros S y R en el 17 α (H) hopano C₃₂.

Pozo	C ₃₂ 22S	C ₃₂ 22R	C ₃₂ - 22S/(22S+22R)
P3	1216	905	0,57
P4	5556	4218	0,57
P5	445	366	0,55
P6	820	728	0,53

Otro parámetro utilizado para evaluar la madurez térmica de los crudos es la relación Ts/(Ts+Tm), definida por Peters *et al.* (2005) como un parámetro térmico que puede aplicarse a muestras que se encuentran en cualquier etapa de madurez

térmica, basado en la menor estabilidad térmica del C₂₇ 17 α -22,29,30-trisnorhopano (Tm) respecto al C₂₇ 18 α -22,29,30-trisnorneohopano (Ts). La Tabla 31 muestra los valores obtenidos para esta relación para todas las muestras en estudio, los cuales se encuentran entre 0,36 y 0,57 indicando una madurez temprana a máximo de generación.

Tabla 31. Valores obtenidos para la relación Ts/(Ts+Tm).

Pozo	Ts	Tm	Ts/(Ts+Tm)
P3	3572	2737	0,57
P4	7894	8367	0,49
P5	820	1204	0,41
P6	1488	2605	0,36

Por otra parte, la estabilidad térmica de los diversos isómeros del esterano C₂₉, ha relacionado las dos clases de estereoisómeros, ópticos (S y R) y conformacionales (α y β) que esta molécula posee. De los isómeros ópticos, el isómero 20S es más estable que el isómero 20R, esto implica que la relación C₂₉20S se incrementa de 0 a 0,5 en rocas inmaduros y de 0,52 a 0,55 cuando se alcanza el equilibrio de ambos isómeros (Peters *et al.*, 2005). Para los isómeros conformacionales, la relación C₂₉ ($\alpha\beta\beta/(\alpha\beta\beta+\alpha\alpha\alpha)$) incrementa con el avance de la madurez térmica de 0 a 0,7 alcanzando el equilibrio entre 0,67 y 0,71 (Peters *et al.*, 2005). Los valores obtenidos para la relación del esterano regular C₂₉20S y C₂₉ $\beta\beta$ detectados en el fragmentograma m/z=217 para los crudos en estudio, son menores a 0,52 y 0,67 respectivamente (Tabla 32 y Figura 84), indicando que no se ha alcanzado el estado de equilibrio entre ambos isómeros, por lo que se puede inferir que los crudos en estudio han sido generados en etapas temprana de madurez previo al máximo de generación. Además, el diagrama mostrado en la Figura 84 nos muestra una jerarquización de los pozos en cuanto a madurez, siendo los pozos P3 y P4 térmicamente más maduros que el pozo P5 y este a su vez más maduro que el pozo P6.

Tabla 32. Valores obtenidos para la relación del esterano regular C₂₉20S y C₂₉ $\beta\beta$.

Pozo	C ₂₉ 20S/(20S+20R)	C ₂₉ $\beta\beta/(\beta\beta+\alpha\alpha)$
P3	0,47	0,44
P4	0,44	0,47
P5	0,40	0,37
P6	0,34	0,30

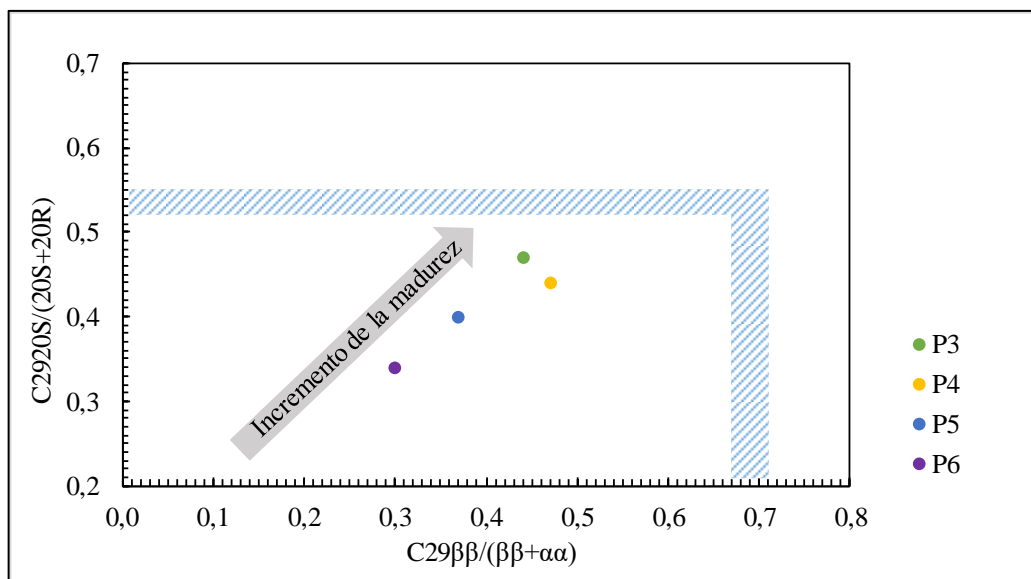


Figura 84. Madurez térmica de acuerdo a la relación de esteranos de C₂₉.

Asimismo, los hopanos con configuración 17α(H),21β(H) en el intervalo C₂₇ a C₃₅ detectados en el cromatograma de masa m/z=191, son característicos de crudos por su mayor estabilidad comparado con los de configuración 17β(H),21α(H) o 17β(H),21β(H), estos últimos no detectados en crudos por su menor estabilidad térmica (Peters *et al.*, 2005). De acuerdo con lo anterior, valores bajos de la relación moretanos/hopanos (ecuación 14), disminuye con el incremento de la madurez térmica. La Tabla 33 y la Figura 85 muestran los resultados obtenidos para las muestras analizadas, donde se observa que éstas corresponden a crudos maduros dentro de la primera etapa de generación, apoyando lo interpretado previamente.

$$\frac{\text{moretanos}}{\text{hopanos}} = \frac{17\alpha(H),21\beta(H)-\text{moretanos}}{17\beta(H),21\alpha(H)-\text{hopanos}} \quad (\text{Ecuación 14})$$

Tabla 33. Valores obtenidos para la relación moretanos/hopanos.

Pozo	moretanos/hopanos
P3	0,080
P4	0,120
P5	0,130
P6	0,130

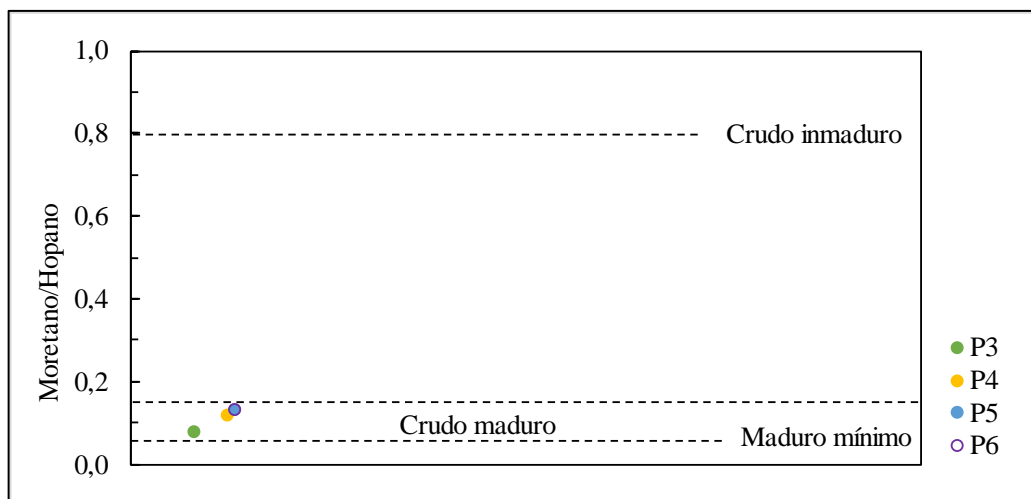


Figura 85 Madurez térmica de acuerdo a la relación moretanos/hopanos.

Para continuar con la interpretación del grado de madurez térmica de los crudos en estudio, se han utilizado algunos biomarcadores y marcadores detectados de la fracción aromática de dos de los cuatro crudos en estudio.

Los esteranos monoaromáticos detectados en el fragmentograma de masa $m/z=253$, están representados por dos grupos de compuestos: los de 21 y 22 átomos de carbono, denominados esteranos monoaromáticos I (MASI), y los de 27, 28 y 29 átomos de carbono, denominados esteranos monoaromáticos II (MASII). Con el avance de la madurez térmica, ocurre la pérdida de la cadena alifática de los MASII para producir MASI. La relación entre estos grupos calculada a partir de la ecuación 15, aumenta con la madurez térmica (Peters y Moldowan, 1993).

$$MAS = \frac{MASI}{(MASI+MASII)} \quad (\text{Ecuación 15})$$

Por su parte, los esteranos triaromáticos, detectados en el fragmentograma de masa $m/z=231$, están representados por dos grupos de compuestos: los de 20 y 21 átomos de carbono, denominados esteranos triaromáticos I (TAI), y los de 26, 27 y 28 átomos de carbono, denominados esteranos triaromáticos II (TAII). Con el avance de la madurez térmica, ocurre la pérdida de la cadena alifática de los TAII para producir TAI. La relación entre estos grupos es calculada a partir de la ecuación 16 e incrementa con la madurez térmica (Peters y Moldowan, 1993).

$$TAS = \frac{TASI}{(TASI+TASII)} \quad \text{Ecuación 16}$$

El aumento de la temperatura durante la madurez térmica de la materia orgánica también produce la transformación del esterano monoaromático C₂₉ (MA) al triaromático C₂₈ (TA). Esta relación aumenta de 0 a 100% con el incremento de la madurez térmica y se calcula a partir de la ecuación 17 (Peters y Moldowan, 1993).

$$MAS - TAS = \frac{TAS}{(MAS+TAS)} \quad \text{Ecuación 17}$$

La Tabla 34, resume los resultados obtenidos para las relaciones de los esteranos mono y triaromáticos, donde se puede observar que los crudos analizados presentan una madurez temprana, siendo la muestra correspondiente al pozo P4, coincidiendo con el orden de madurez térmica descrito para los pozos a través del diagrama de la Figura 84.

Tabla 34. Valores obtenidos para la relación de esteranos monoaromáticos (MAS), triaromáticos (TAS) y monoaromáticos-triaromáticos (MAS-TAS).

Pozo	Esteranos monoaromáticos (MAS)	Esteranos triaromáticos (TAS)	Esteranos mono a triaromáticos (MAS - TAS)
P4	0,25	0,21	0,61
P6	0,17	0,15	0,31

Otros compuestos utilizados para determinar la madurez térmica en la fracción aromática son el fenantreno y cuatro de sus cinco homólogos metilados o metilfenantrenos (3-metil, 2-metil, 9-metil y 1-metil) que, aunque no son considerados biomarcadores, se ha propuesto que pueden estar relacionados genéticamente con los esteranos y triterpenoides de la fuente biológica (Greiner, *et al.*, 1976 en López, 2013). En muestras inmaduras, los isómeros 1-metilfenantreno (1-MeF) y 9-metilfenantreno (9-MeF) son los más abundantes, con predominio del 9-MeF. Con el incremento de la madurez térmica, aumenta la concentración de los isómeros 2-metilfenantreno (2-MeF) y 3-metilfenantreno (3-MeF), los cuales son térmicamente más estables, con predominio del 2-MeF (López, 2013). La relación entre estos compuestos, permiten calcular el índice metilfenantreno (IMF - 1,

ecuación 18), y a partir de éste, conociendo los valores de reflectancia de vitrinita medida (%Ro), determinar la reflectancia de vitrinita calculada (%Rc). Este valor de %Rc indica el grado de madurez térmica de la roca generadora en el momento de generación y expulsión de los hidrocarburos analizados. El fenantreno es detectado en el fragmentograma m/z=178 y los metilfenantrenos en el fragmentograma m/z=192. La Tabla 35 y la Figura 86 muestra los resultados obtenidos para el índice metilfenantreno (IMF-1) y el valor de vitrinita equivalente (%Rc) en las muestras con CG-EM en la fracción aromática, donde sigue evidenciándose que los hidrocarburos analizados corresponden a un crudo maduro en la etapa inicial de generación (primera pendiente del diagrama).

$$IMF - 1 = \frac{1,5 (2MeF + 3MeF)}{(F + 1MeF + 9MeF)} \quad \text{Ecuación 18}$$

Tabla 35. Valores obtenidos del índice metilfenantreno (IMF-1) y de la vitrinita equivalente (%Rc).

Pozo	IMF-1	%Rc para %Ro < 1,35
P4	0,60	0,73
P6	0,82	0,86

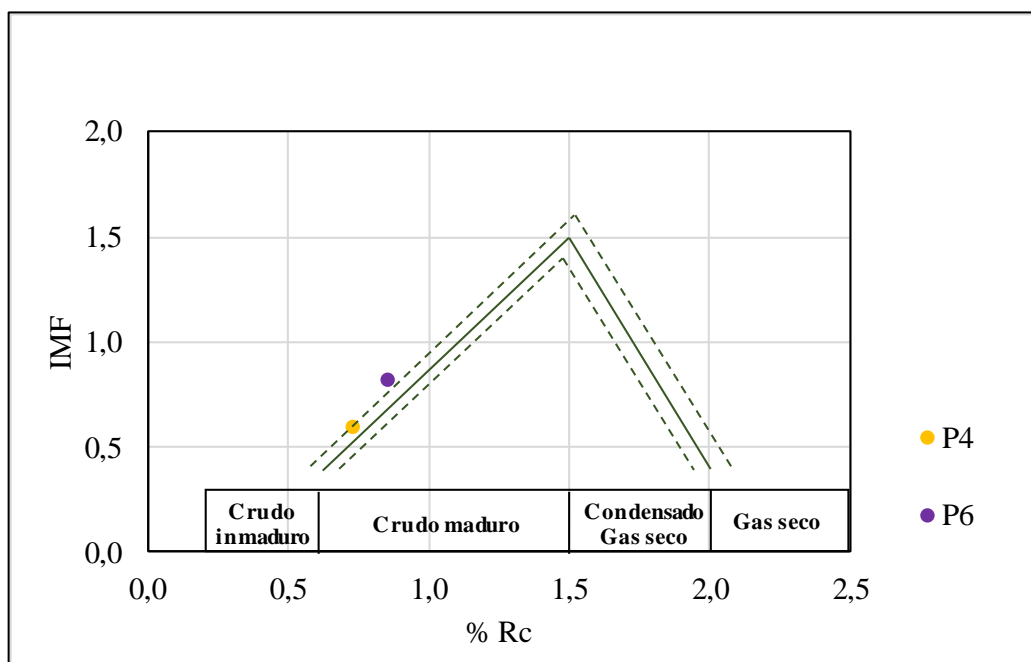


Figura 86. Madurez térmica basada en el índice de metilfenantrenos (IMF) y % Rc.

Para sintetizar lo expuesto anteriormente, se presenta en la Figura 87 una correlación propuesta por Killops y Killops (2005), donde se muestran algunas de las relaciones de biomarcadores y marcadores, obtenidos de la fracción saturada y aromática de las muestras de crudo analizadas mediante CG-EM y su equivalencia al grado de madurez térmica obtenido de las muestras de roca generadora a partir de los análisis de petrografía orgánica (%Ro) y pirólisis rock-eval (T_{máx}). Esta correlación, permite afirmar que los crudos evaluados están entre la etapa de madurez temprana y el máximo de generación, además permite gráficamente comparar la madurez relativa entre las muestras, siendo en general la muestra de P3 la más evolucionada térmicamente, seguida de las de P4, P5 y finalmente P6, la cual es la más inmadura.

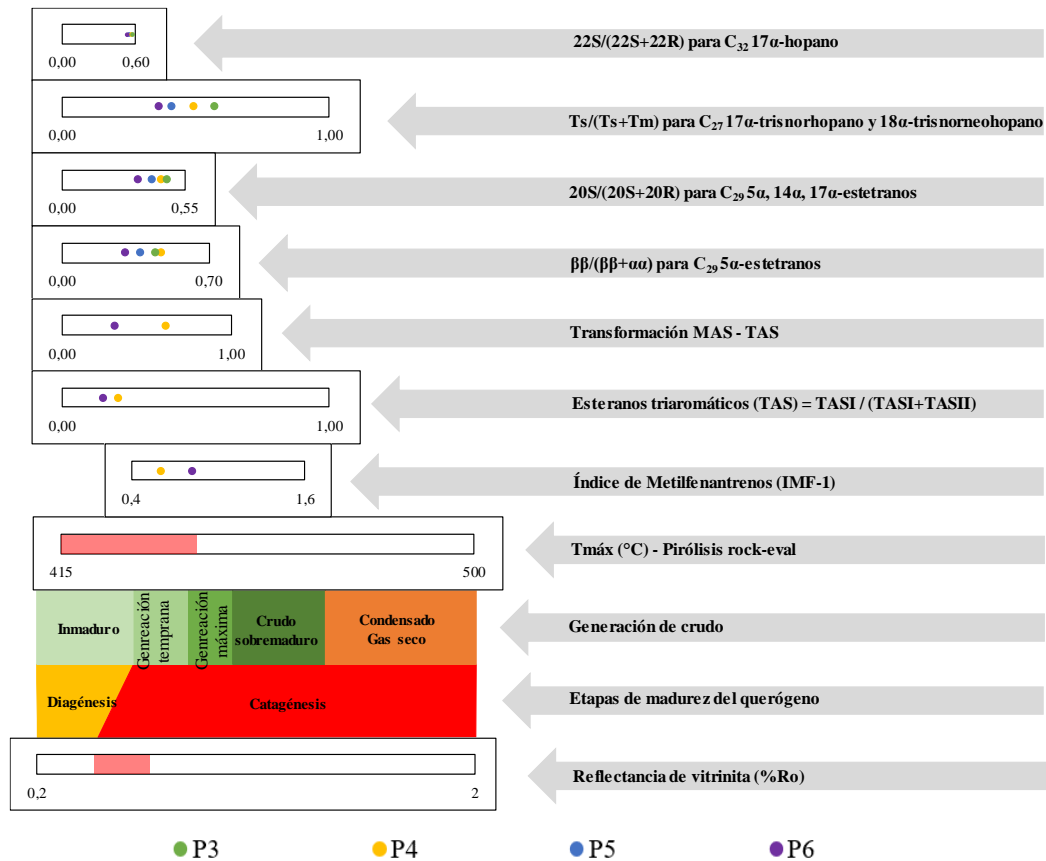


Figura 87. Correlación aproximada entre algunos parámetros geoquímicos de madurez térmica y las etapas de generación de crudo. Tomado y modificado de Killops y Killops (2005).

5.4.1. Análisis geoquímico del gas

El análisis geoquímico de las muestras de gas se realizó a partir de la composición molecular extendida de los gases (hidrocarburos y no hidrocarburos), composición de isótopos de carbono del metano ($\delta^{13}\text{C}_1$), etano ($\delta^{13}\text{C}_2$) y propano ($\delta^{13}\text{C}_3$), y composición de isótopos de deuterio del metano ($\delta\text{D}_{\text{C}_1}$).

El análisis composicional de los gases analizados se resume en la Tabla 36, donde se presentan los componentes gaseosos tanto hidrocarburos como no hidrocarburos.

Tabla 36. Composición molecular de las muestras de gas analizadas.

Pozo	Componentes hidrocarburos (mol%)						Componentes no hidrocarburos (mol%)			
	C ₁	C ₂	C ₃	iC ₄	nC ₄	C ₅₊	CO ₂	N ₂	H ₂	Ar+O ₂
P3	94,85	1,30	1,75	0,70	0,62	0,32	0,24	0,22	ND*	ND*
P4	79,66	1,31	1,61	0,61	0,64	0,36	0,22	12,23	ND*	3,36
P5	94,95	1,04	1,31	0,65	0,61	0,55	0,21	ND*	ND*	ND*
P6	94,86	0,86	1,07	1,07	0,68	1,06	0,19	0,18	0,03	ND*

*No se detectó (ND).

Considerando solo los componentes hidrocarburos del gas analizado, desde C₁ hasta C₄ (Tabla 37), se puede evidenciar que, la composición molecular es principalmente metano (entre 95,03% y 96,34%), indicando que los gases analizados son principalmente gas seco (>95%) con un componente de gas húmedo <5%.

Tabla 37. Composición molecular del componente hidrocarburo de los gases analizados.

Pozo	C ₁	C ₂	C ₃	C ₁ /(C ₂ +C ₃)	iC ₄	nC ₄
P3	95,60	1,31	1,76	31,10	0,71	0,62
P4	95,03	1,56	1,92	27,03	0,73	0,76
P5	96,34	1,06	1,33	40,40	0,66	0,62
P6	96,27	0,87	1,09	47,60	1,09	0,69

La composición isotópica de los gases analizados se muestra en la Tabla 38. A partir de los valores de $\delta^{13}\text{C}_1$ y de la relación molecular (C₁/(C₂+C₃)), se utilizó el diagrama de clasificación de Bernard y Brooks (1977), mostrado en la Figura 88, de acuerdo con el cual todos los gases analizados corresponden a una mezcla de gas biogénico y termogénico.

Tabla 38. Isótopos de carbono del metano, etano y propano e isótopos de hidrógeno del metano en las muestras de gas analizadas.

Pozo	$\delta^{13}C_1$	$\delta^{13}C_2$	$\delta^{13}C_3$	$\delta D_{\text{-metano}}$
P3	-67,60	-37,90	-32,00	-200,70
P4	-68,90	-35,90	-30,50	-194,20
P5	-66,50	-39,70	-31,00	-194,70
P6	-64,80	-40,90	-31,30	-200,40

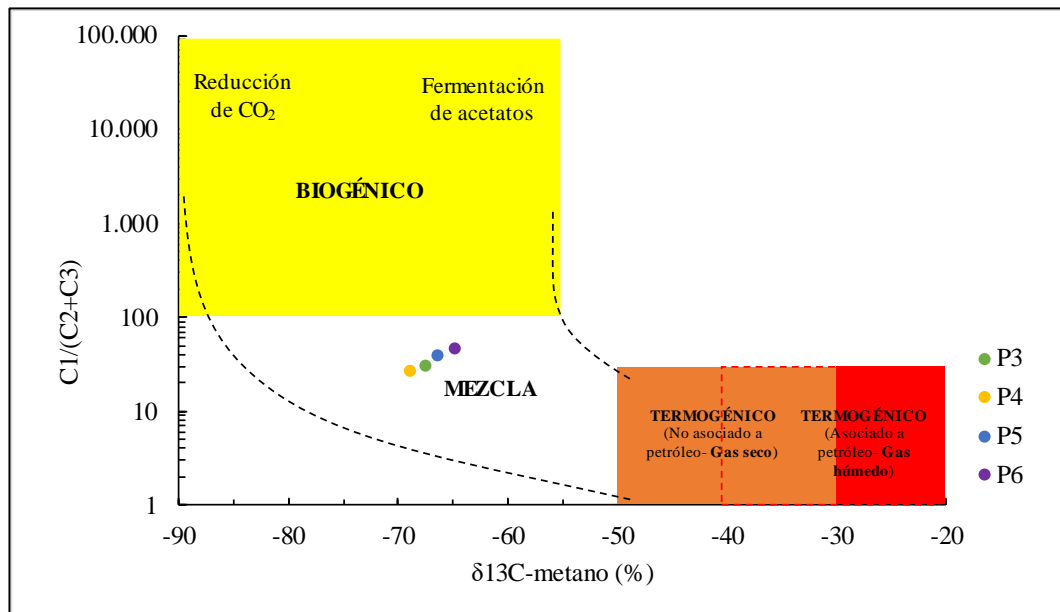


Figura 88. Clasificación genética a partir de Bernard y Brooks, 1977.

Los valores de $\delta^{13}C_1$ y $\delta D_{\text{-metano}}$ mostrados en la Tabla 38 para todas las muestras se encuentran dentro de lo establecido para la composición isotópica de los gases biogénicos ($\delta^{13}C_1 < -55\%$ y $\delta D_{\text{-metano}} < -180$, Figura 89 – A), sin embargo, para ser clasificados como gas biogénico puro, deben cumplir estrictamente con una composición molecular de $>99\%$ de metano (Rice, 1992; Whiticar, 1994 en Vaz dos Santos, 2004), es decir $<1\%$ de C_2+ (Figura 89 – B). De acuerdo con lo anterior, aunado con lo obtenido en la Figura 88, se concluye que los gases analizados tienen un origen mixto biogénico y termogénico.

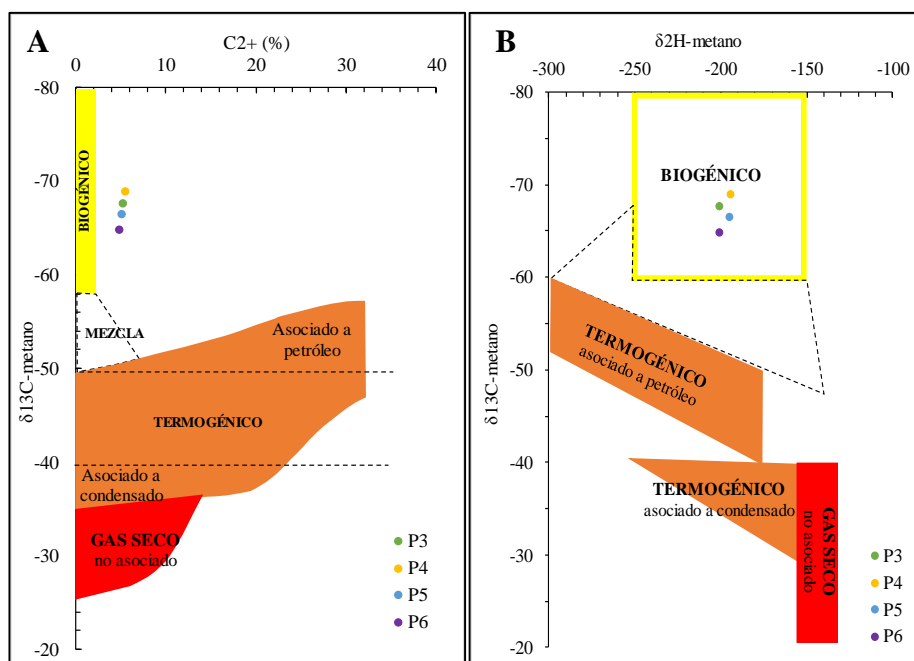


Figura 89. Clasificación genética a partir de Schoell, 1983.

De los diagramas de clasificación genética presentados anteriormente, se puede destacar además la relación entre los valores proporcionales de metano ($\text{C}_1/\text{C}_2+\text{C}_3$), los valores de $\delta^{13}\text{C}_1$ y la evolución térmica de los pozos, donde de acuerdo a lo discutido anteriormente, el pozo térmicamente más evolucionado (Pozo P4) es el que presenta lo menores valores de la relación molecular ($\text{C}_1/\text{C}_2+\text{C}_3$) y la menor concentración de isótopos de ^{13}C en el metano, mientras que para el Pozo P6, ocurre lo opuesto (menos madurez térmica, mayores valores en la proporción relativa metano y en la concentración de $\delta^{13}\text{C}_1$), el comportamiento de los pozos P3 y P5 se mantienen en los valores intermedios y correspondiente a la relación lineal mencionada.

Para establecer la vía metanogénica por la cual se formaron estos gases, se utilizó el diagrama construido por Whiticar *et al.* (1986) en Whiticar (1999), quienes utilizaron la combinación de datos de isótopos de C e H del CH_4 , para definir los campos de composición de las diferentes vías metanogénicas (Figura 90), de acuerdo al cual se demuestra que la porción de gas biogénico presente en los hidrocarburos en estudio fue formada por reducción de CO_2 .

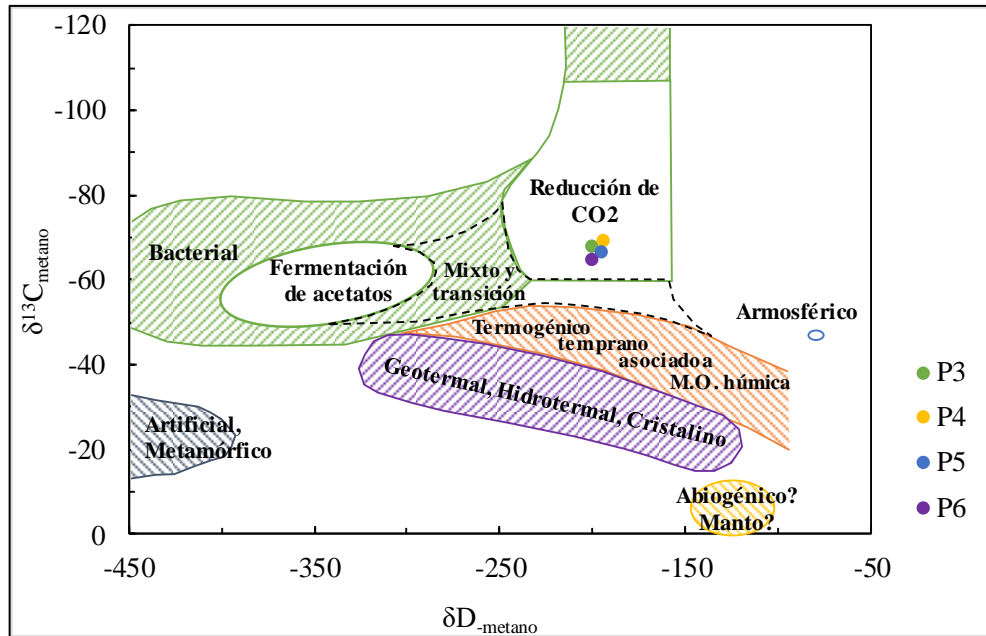


Figura 90. Diagrama de clasificación de gas biogénico y termogénico a partir de los valores de $\delta^{13}C_1$ y $\delta D_{\text{-metano}}$ de acuerdo con Whiticar et al. 1986 en Whiticar, 1999.

Para estimar la proporción de gas biogénico y termogénico presente, se tomarán dos valores extremos basados en las siguientes premisas:

- El gas seco de origen biogénico puro, formado por reducción de CO_2 , para ser clasificado como gas biogénico puro, debe cumplir estrictamente con una composición molecular de $>99\%$ de metano (Rice, 1992; Whiticar, 1994 en Vaz dos Santos, 2004), es decir $C_1/(C_2+C_3) > 99$.
- El gas seco de origen termogénico puro presenta proporciones de $<95\%$ (Rice, 1992; Whiticar, 1994 en Vaz dos Santos, 2004), es decir $C_1/(C_2+C_3) < 19$.

De acuerdo con lo anterior, se calculó la relación $C_1/(C_2+C_3)$ para los valores de $C_1 = 99\%$ para el gas biogénico puro y $C_1 = 95\%$ para el gas termogénico puro, obteniendo 99 y 19 como valores extremos, respectivamente, y a partir de ellos, se determinó la composición relativa de los gases en estudio como se muestra en la Figura 91, dando como resultado que los gases en estudio están compuestos principalmente por gas termogénico (entre 64,25 y 89,96%) con una fracción de gas de origen biogénico (entre 10,04 y 35,75%), los valores por cada muestra se pueden consultar en la

Tabla 39.

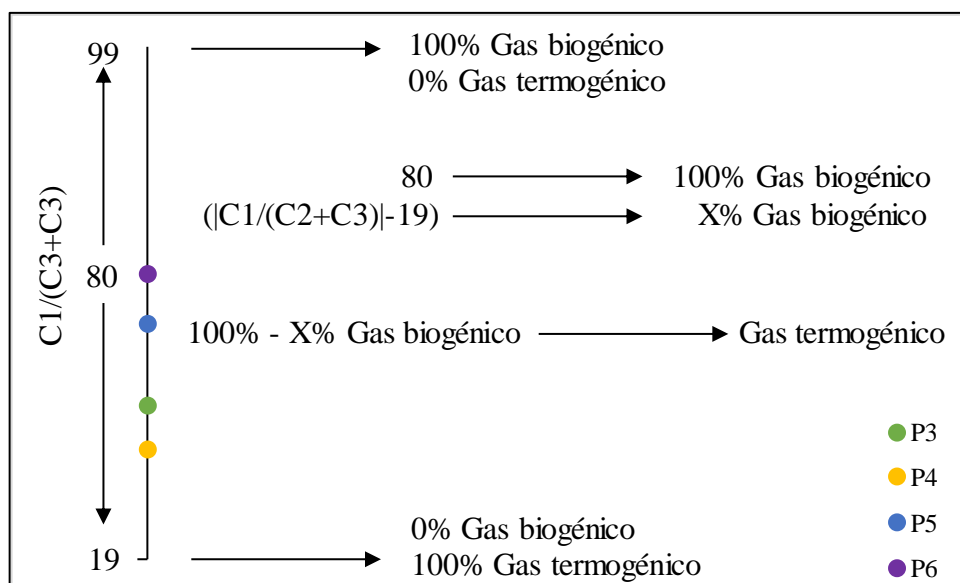


Figura 91. Determinación de proporción de gas biogénico y termogénico.

Tabla 39. Composición genética de las muestras de gas analizadas.

Pozo	% Biogénico	% Termogénico
P3	15,12	84,88
P4	10,04	89,96
P5	26,76	73,24
P6	35,75	64,25

Como era de esperarse, el pozo térmicamente más maduro (Pozo P4) es el que presenta en su composición el mayor porcentaje de gas de origen termogénico (89,96%), mientras que el pozo de menor madurez térmica (Pozo P6) presenta el menor porcentaje (64,25%), los dos pozos restantes (Pozos P3 y P5) se mantienen en los valores intermedios y correspondiente a la relación lineal mencionada.

5.5. Modelo geoquímico del sistema petrolero – 1D

La Figura 92 muestra el diagrama de soterramiento obtenido para el pozo P3, los correspondientes a los demás pozos modelados (P2, P4, P5, P6 y P8), se presentan en el Anexo 6. Los diagramas de soterramiento obtenidos del modelado geoquímico 1D, muestran una geometría similar para todos los pozos modelados, indicando profundización de la cuenca desde el oligoceno hasta el Mioceno Medio, donde empieza la somerización e inversión de la cuenca (ver anexo 6).

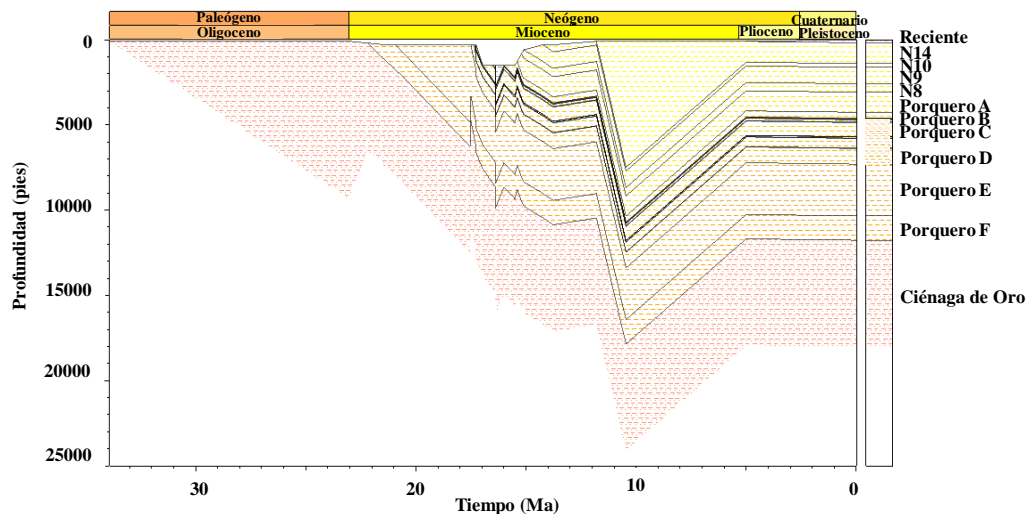


Figura 92. Diagrama de soterramiento del pozo P3, obtenido del modelado geoquímico 1D.

La tasa de sedimentación durante el Oligoceno fue menor que desde el Mioceno Temprano hasta el Mioceno Tardío Temprano, donde también se observan eventos puntuales de erosión. Las profundidades de sedimentación durante el Oligoceno (Fm. Ciénaga de Oro) sugieren un ambiente marino somero o fluvio deltaico, mientras que durante el Mioceno Temprano se profundiza llegando a profundidades batiales, que sugieren ambientes de abanicos submarinos para la Formación Porquero Inferior, lo que corresponde a lo interpretado y presentado por Gosh, (2013 en Pacific E y P, 2015). Otra característica que se observa en los diagramas de soterramiento para todos los pozos modelados es el cambio de tendencia de la pendiente desde la parte inferior del Mioceno Tardío hasta el Plioceno, donde se evidencia una rápida erosión producto de la inversión tectónica de la cuenca que aún está en desarrollo. Desde el Plioceno hasta hoy, los diagramas muestran una pendiente muy suave de depositación, lo que sugiere una baja tasa de sedimentación en ambientes continentales someros.

La calibración del modelo se hizo ajustando las curvas teóricas de temperatura y reflectancia de vitrinita a los datos medidos en pozo (BHT) y laboratorio (%Ro), la Figura 93, muestra la calibración obtenida para el pozo P3, la calibración correspondiente a los demás pozos modelados (P2, P4, P5, P6 y P8), se presentan en el Anexo 6, es importante considerar que los pozos P4 y P6 no cuentan con valores medidos de %Ro, por lo que la calibración sólo se realizó con los datos de BHT para estos pozos.

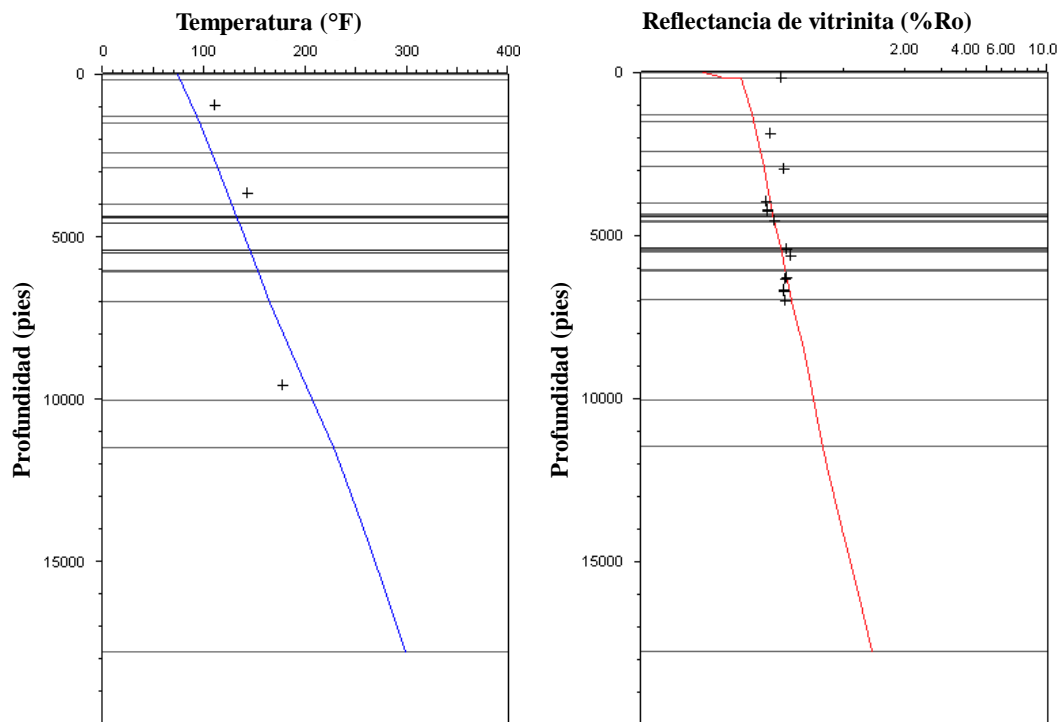


Figura 93. Gráficos de calibración para el pozo P3.

El ajuste de la curva teórica de temperatura con los valores medidos de BHT, muestran en todos los pozos un buen resultado de la tendencia. Por su parte, el ajuste de la curva teórica de %Ro con los valores medidos es bueno en 3 de los 4 pozos en los que se tienen datos, el pozo que no presenta una buena calibración es el pozo P2, lo cual se ha atribuido a un mal muestreo o análisis de Ro deficiente. Otra observación importante es que los valores hacia el tope de los pozos P3, P5 y P8 se alejan de la curva teórica hacia valores mayores de %Ro, lo que puede estar indicando retrabajo de los sedimentos de estos niveles, de acuerdo con lo expuesto por Gómez (2016).

5.5.1. Evolución térmica y madurez de la roca

La evolución térmica de la cuenca, modelada a partir de 6 pozos, sugiere que los intervalos de roca generadora de interés se encuentran térmicamente en ventana de generación temprana a máxima de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica, con una reflectancia de vitrinita %Ro entre 0,45 y 0,80 (Figura 95), lo que coincide con la interpretación de madurez térmica obtenida a partir del análisis de biomarcadores.

Los intervalos de roca generadora en los pozos P2, P3, P6, y P8, presentan una reflectancia de vitrinita de 0,45 a 0,50% (generación temprana de metano termogénico) en la unidad informal Porquero C, y de 0,50 a 0,60% (generación temprana de metano termogénico + condensado temprano) en la unidad informal Porquero D. Por su parte, el pozo P4, presenta una reflectancia de vitrinita de 0,60 a 0,65% en la unidad informal Porquero C, y de 0,65 a 0,70% en la unidad informal Porquero D (máximo de generación de metano termogénico temprano + condensado temprano en ambas unidades informales). Finalmente, el pozo P5, presenta una reflectancia de vitrinita de 0,55 a 0,60% (generación temprana de metano termogénico + condensado temprano) en la unidad informal Porquero C, y de 0,60 a 0,65% (máximo de generación de metano termogénico temprano + condensado temprano) en la unidad informal Porquero D.

De acuerdo con lo anterior, es posible proponer una secuencia de madurez térmica para las rocas generadoras como sigue: P2, P3, P6 y P8 van de generación temprana de metano termogénico a generación temprana de metano termogénico + condensado temprano; P5 que va de generación temprana de metano termogénico + condensado temprano a máximo de generación de metano termogénico temprano + condensado temprano; finalmente, el pozo P4 que es el más evolucionado térmicamente, tiene todas sus rocas generadoras en máximo de generación de metano termogénico temprano + condensado temprano (Figura 94).

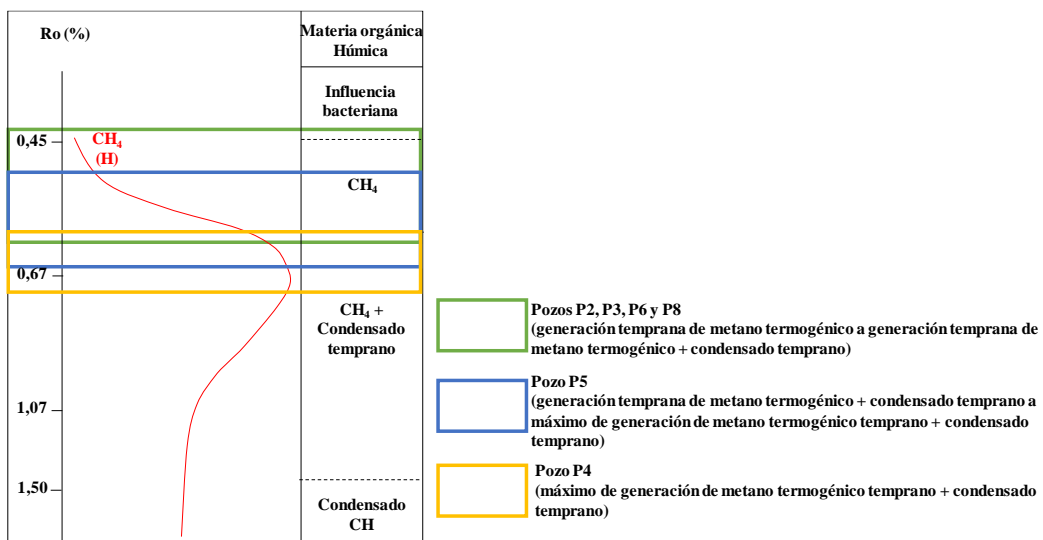


Figura 94. Evolución térmica y madurez de las rocas en los pozos analizados.

Estos resultados son coherentes con los resultados obtenidos mediante pirólisis rock-eval y reflectancia de vitrinita medido (discutido previamente en el apartado 5.3.3) donde se ubican los intervalos de interés en un rango de madurez de generación temprana a máximo de generación de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para rocas generadoras con materia orgánica húmica (querógeno tipo III), lo cual fue determinado mediante los análisis geoquímicos de roca y fluido (pirólisis rock-eval y CG – EM).

De la Figura 95 a la Figura 97 se muestran los diagramas de soterramiento con la evolución térmica en función del %Ro obtenido para los pozos P3, P4 y P5, los correspondientes a los demás pozos modelados (P2, P6 y P8), se presentan en el anexo 7.

Pozo P3

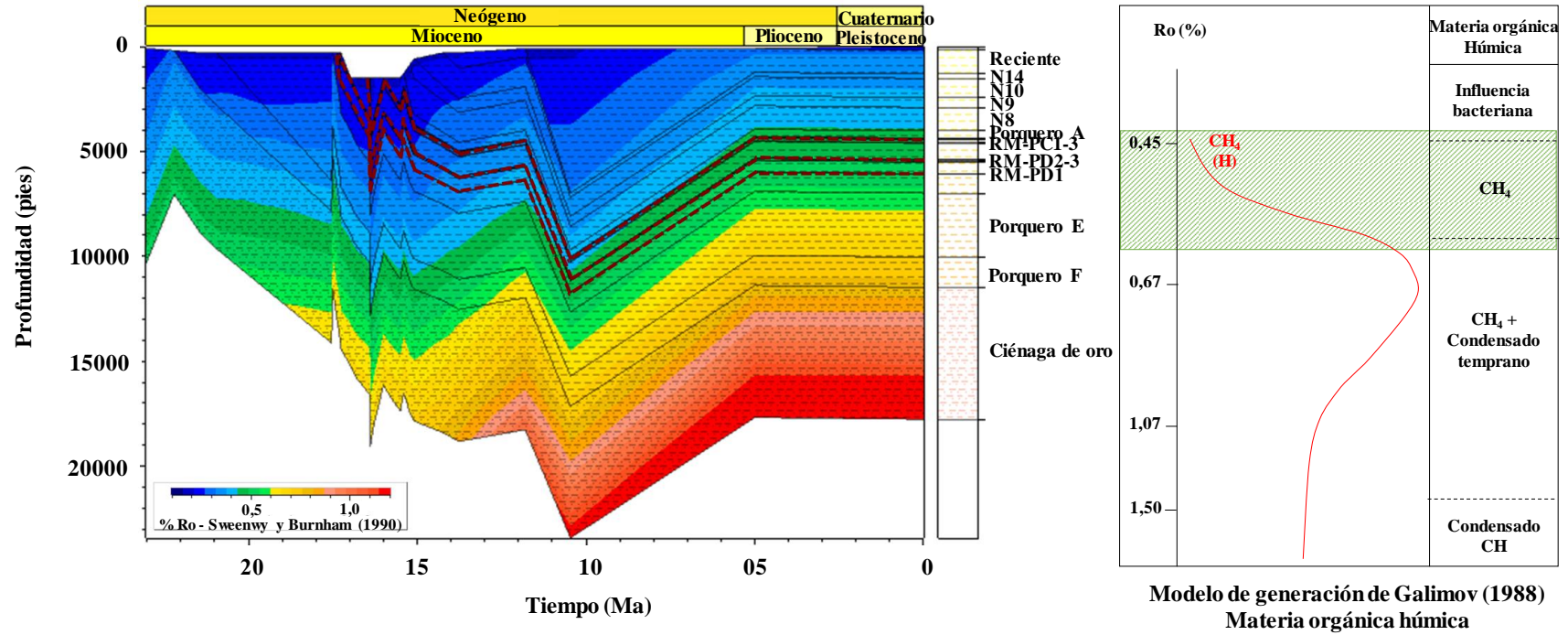


Figura 95. Evolución térmica y madurez de las rocas en el pozo P3.

Pozo P4

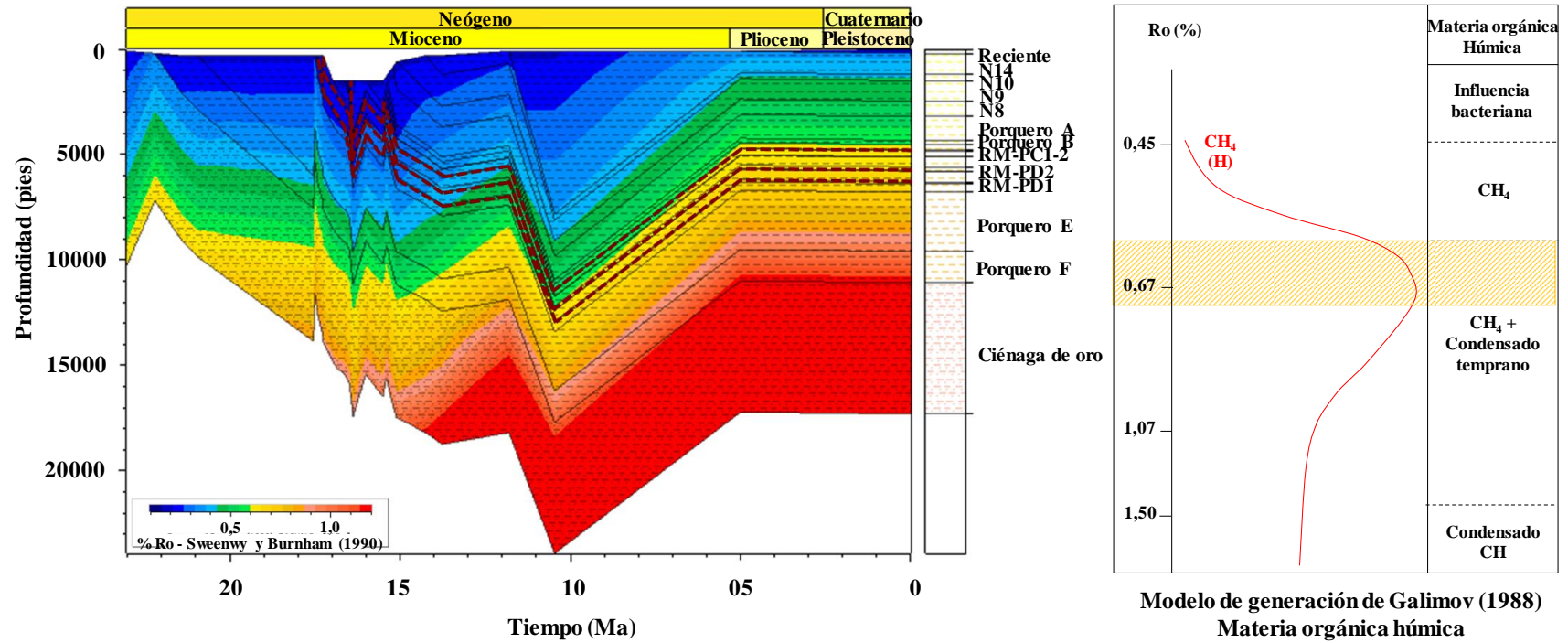


Figura 96. Evolución térmica y madurez de las rocas en el pozo P4.

Pozo P5

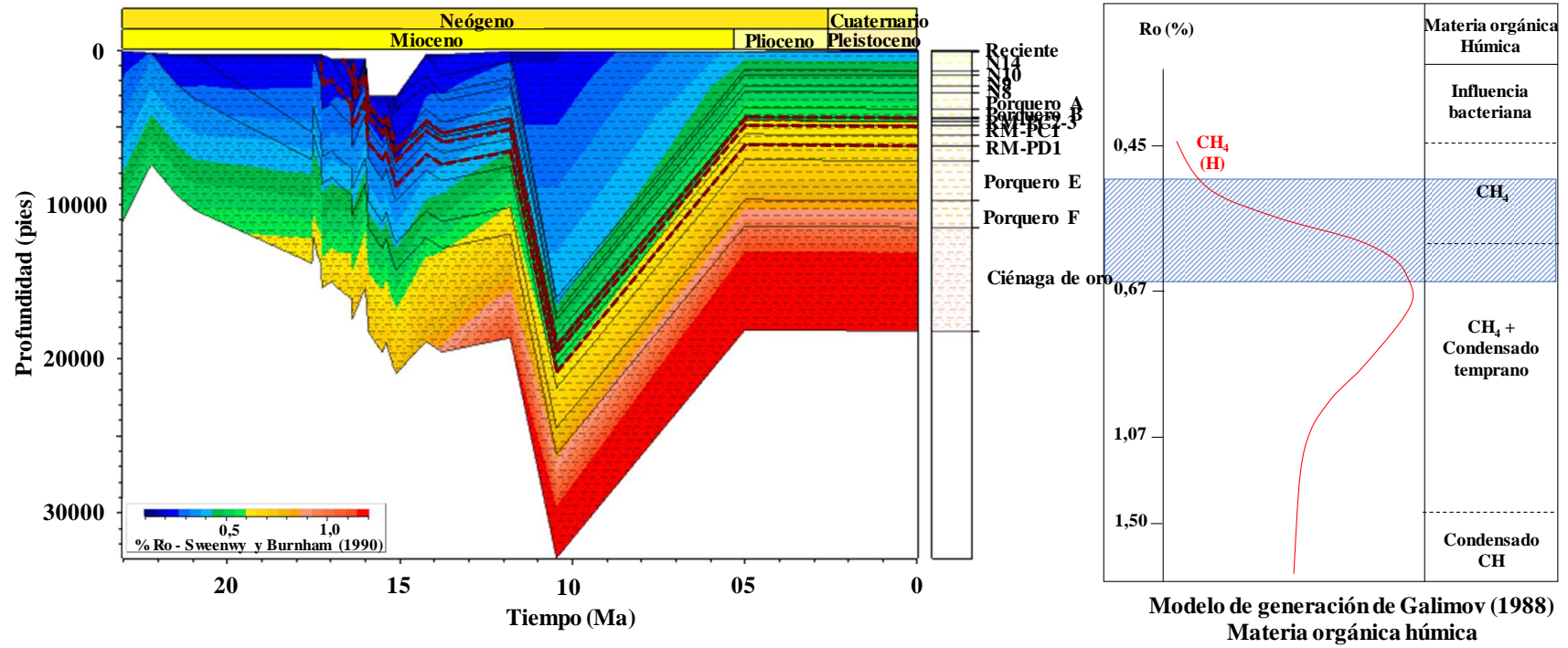


Figura 97. Evolución térmica y madurez de las rocas en el pozo P5.

5.5.2. Generación de hidrocarburos

A continuación, se presentan los resultados obtenidos del modelo geoquímico 1D que sugieren la generación de los hidrocarburos (líquidos y gaseosos) presentes en los intervalos en estudio. El análisis presentado está basado en las siguientes premisas:

- La materia orgánica presente en las rocas generadoras contienen querógeno tipo III, lo cual quedó demostrado mediante los análisis geoquímicos de roca (pirólisis rock-eval) y fluido (CG y CG-EM) presentados en los apartados 5.3.2 y 5.4.2.1.
- El intervalo de temperatura óptimo para la producción de gas biogénico es de 122 a 167°F (Buswell y Mueller, 1952; Zeikus y Wolfe, 1972, en Rice y Claypool, 1981), dónde la producción máxima es típicamente a 158°F (Rice y Claypool, 1981).
- El intervalo de madurez térmica para la generación de gas termogénico y condensado temprano, de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) y al tipo de materia orgánica presente (húmica) es de 0,45 a 1,50 %Ro, rango dentro del cual se encuentran las rocas generadoras en estudio.

5.5.2.1. Pozo P2

La evolución térmica del pozo P2 mostrada en el diagrama de soterramiento de la Figura 98, indica que los intervalos de roca generadora se encontraban en las condiciones de temperatura óptimas para la producción de metano biogénico entre 15,26 y 14,12 Ma para el intervalo más profundo y entre 14,61 y 10,95 Ma para los intervalos más someros. La máxima tasa de generación de metano biogénico para el rango de temperatura evaluado, de acuerdo con la calidad de la materia orgánica presente es de 6 a 8 mgHC/gCOT, de base a tope. Por su parte, la Figura 99 muestra la evolución de la madurez térmica de la roca en el diagrama de soterramiento del pozo, indicando que los intervalos de roca generadora ha alcanzado niveles de madurez tales para entrar en fase de generación de hidrocarburos gaseosos (metano termogénico temprano) y líquidos (condensado temprano), de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica. El modelo presentado, sugiere que la generación de hidrocarburos inició a los 13,40 Ma para el intervalo

más profundo y 10,94 Ma para los intervalos más someros. Todos los intervalos de roca generadora se encuentran aún en ventana de generación en este pozo. La tasa de generación actual de hidrocarburo líquido es de 13 a 2 mgHC/gCOT aproximadamente, mientras que la tasa de hidrocarburo gaseoso es menor a 2 mgHC/gCOT.

Pozo P2 – Generación de metano biogénico

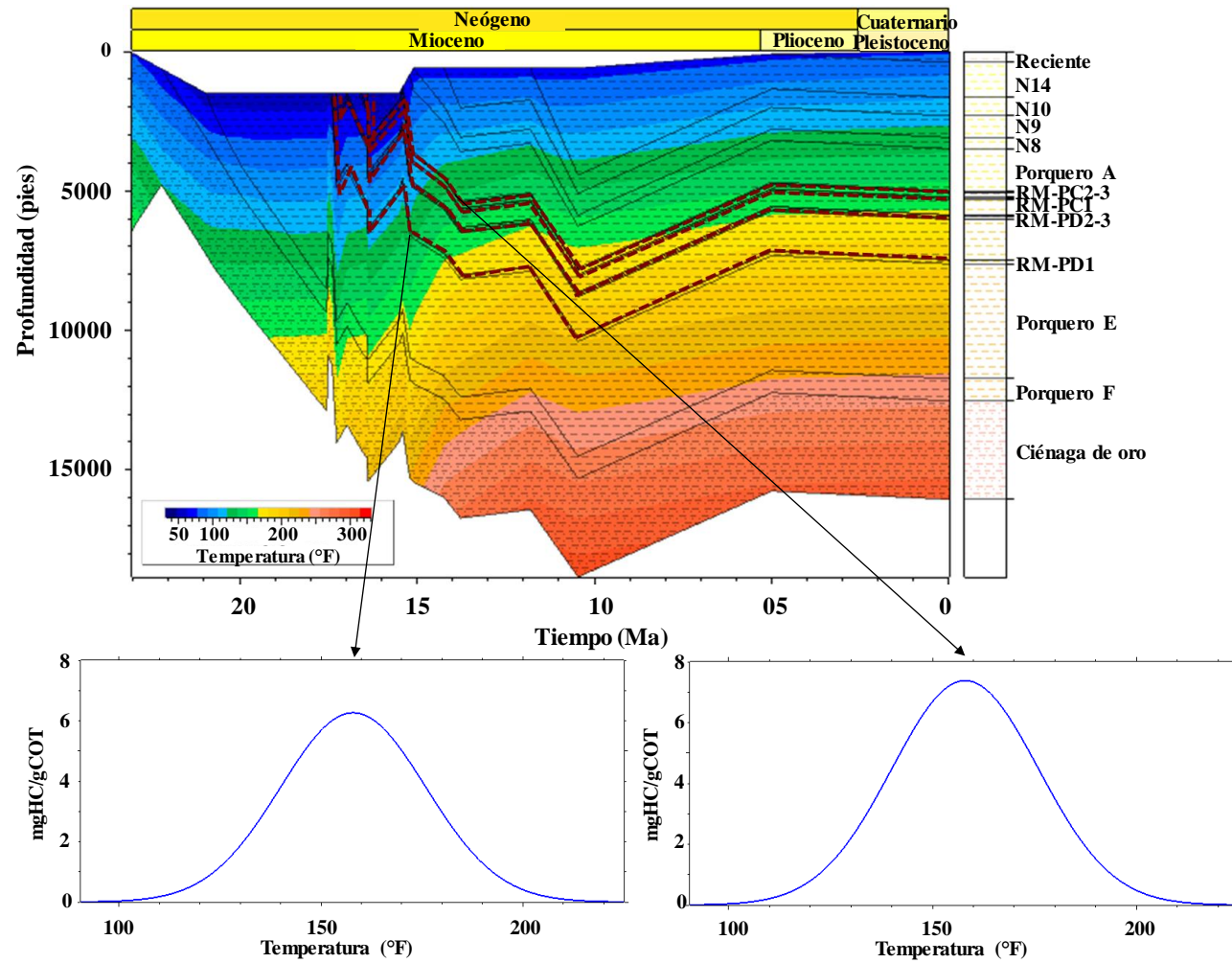


Figura 98. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P2.

Pozo P2 – Generación de metano termogénico temprano

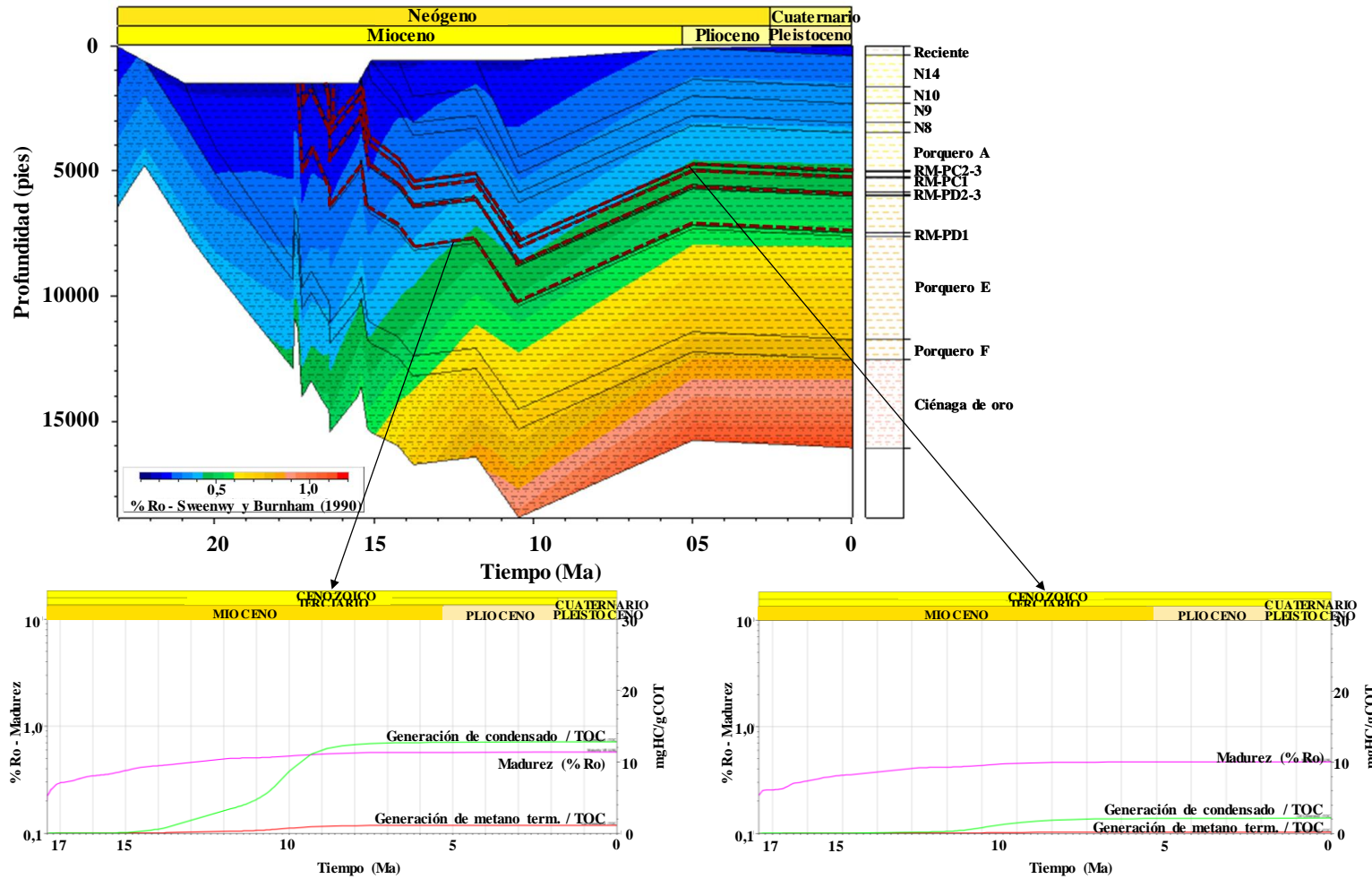


Figura 99. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P2.

5.5.2.2. Pozo P3

La evolución térmica del pozo P2 mostrada en el diagrama de soterramiento de la Figura 100, indica que los intervalos de roca generadora se encontraban en las condiciones de temperatura óptimas para la producción de metano biogénico entre 15,16 y 11,80 Ma para el intervalo más profundo y entre 14,54 y 10,93 Ma para los intervalos más someros. La máxima tasa de generación de metano biogénico para el rango de temperatura evaluado, de acuerdo con la calidad de la materia orgánica presente es de 6 a 8 mgHC/gCOT, de base a tope.

Por su parte, la Figura 101 muestra la evolución de la madurez térmica de la roca en el diagrama de soterramiento del pozo, indicando que los intervalos de roca generadora han alcanzado niveles de madurez tales para entrar en fase de generación de hidrocarburos gaseosos (metano termogénico temprano) y líquidos (condensado temprano), de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica. El modelo presentado, sugiere que la generación de hidrocarburos inició a los 12,14 Ma para el intervalo más profundo y 10,89 Ma para los intervalos más someros. Todos los intervalos de roca generadora se encuentran aún en ventana de generación en este pozo. La tasa de generación actual de hidrocarburo líquido es de 14 a 7 mgHC/gCOT aproximadamente, mientras que la tasa de hidrocarburo gaseoso es menor a 2 mgHC/gCOT.

Pozo P3 – Generación de metano biogénico

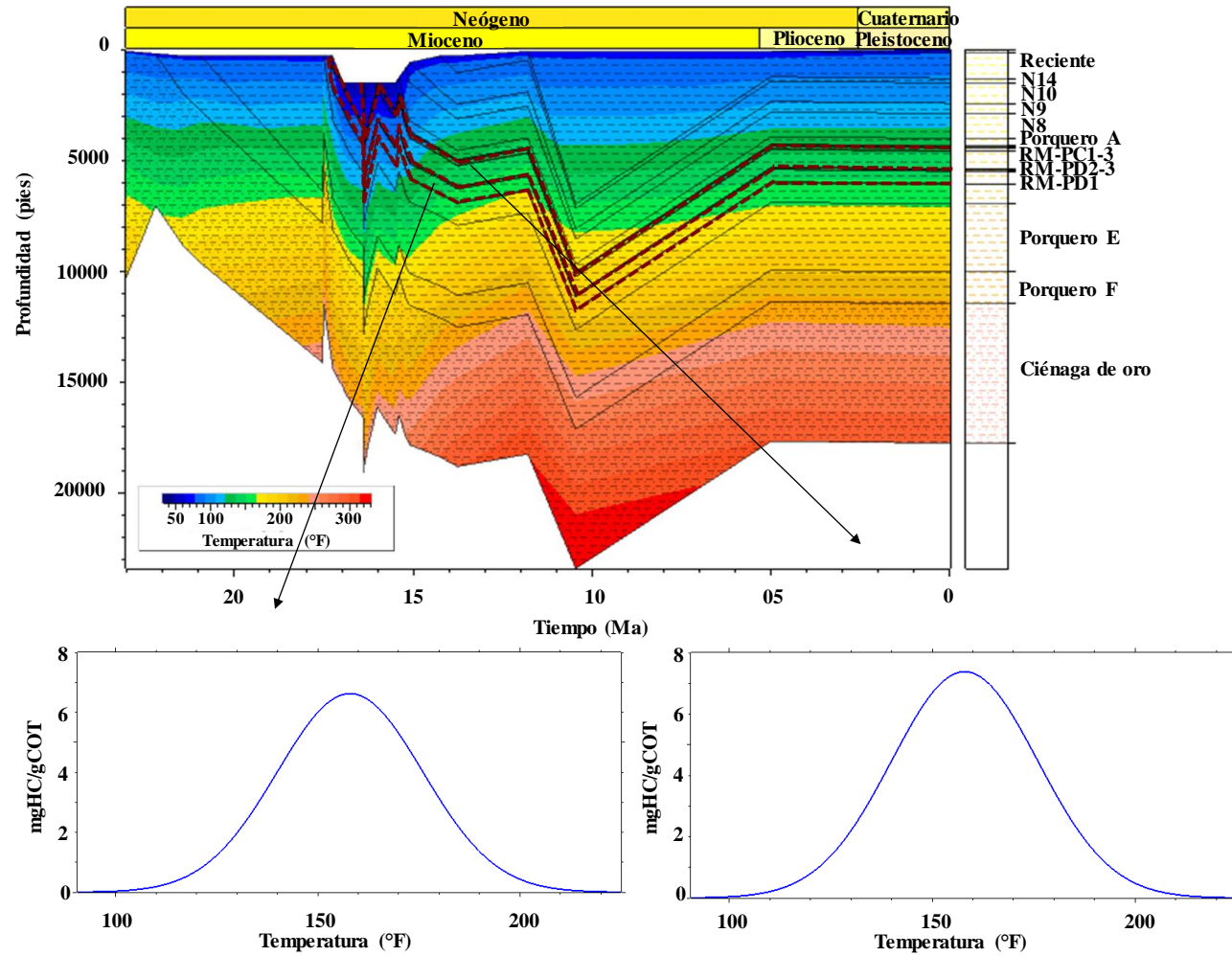


Figura 100. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P3.

Pozo P3 - Generación de metano termogénico temprano

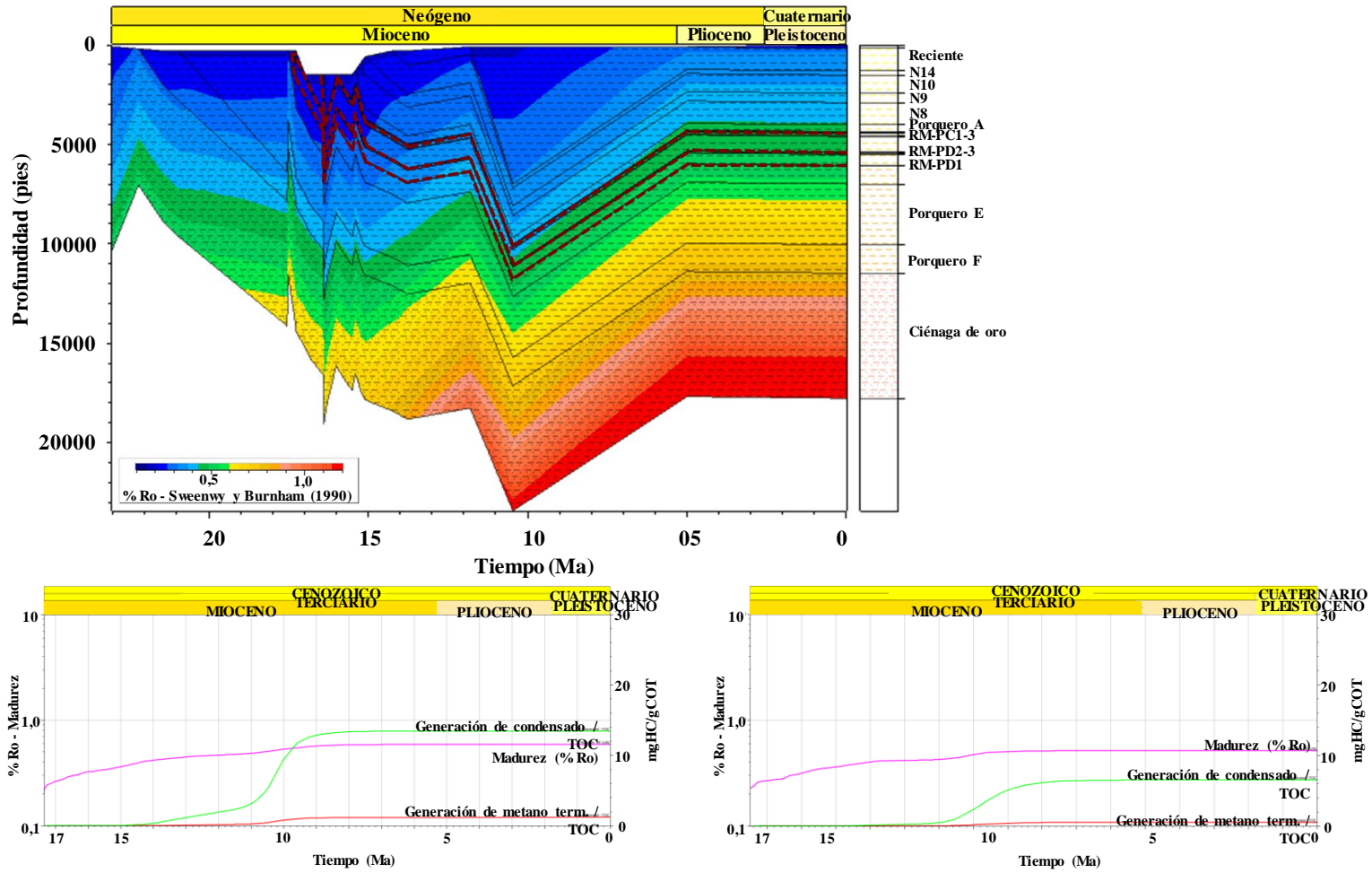


Figura 101. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P3.

5.5.2.3. Pozo P4

La evolución térmica del pozo P4 mostrada en el diagrama de soterramiento de la Figura 102, indica que los intervalos de roca generadora se encontraban en las condiciones de temperatura óptimas para la producción de metano biogénico entre 15,36 y 14,50 Ma para el intervalo más profundo y entre 15,11 y 13,85 Ma para los intervalos más someros. La máxima tasa de generación de metano biogénico para el rango de temperatura evaluado, de acuerdo con la calidad de la materia orgánica presente es de 6 a 8 mgHC/gCOT, de base a tope.

Por su parte, la Figura 103 muestra la evolución de la madurez térmica de la roca en el diagrama de soterramiento del pozo, indicando que los intervalos de roca generadora han alcanzado niveles de madurez tales para entrar en fase de generación de hidrocarburos gaseosos (metano termogénico temprano) y líquidos (condensado temprano), de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica. El modelo presentado, sugiere que la generación de hidrocarburos inició a los 14,05 Ma para el intervalo más profundo y a los 12,84 Ma para los intervalos más someros. Todos los intervalos de roca generadora se encuentran en ventana de máxima generación en este pozo. La tasa de generación actual de hidrocarburo líquido es de 26 a 14 mgHC/gCOT aproximadamente, mientras que la tasa de hidrocarburo gaseoso es de 4 a 2 mgHC/gCOT aproximadamente.

Pozo P4 – Generación de metano biogénico

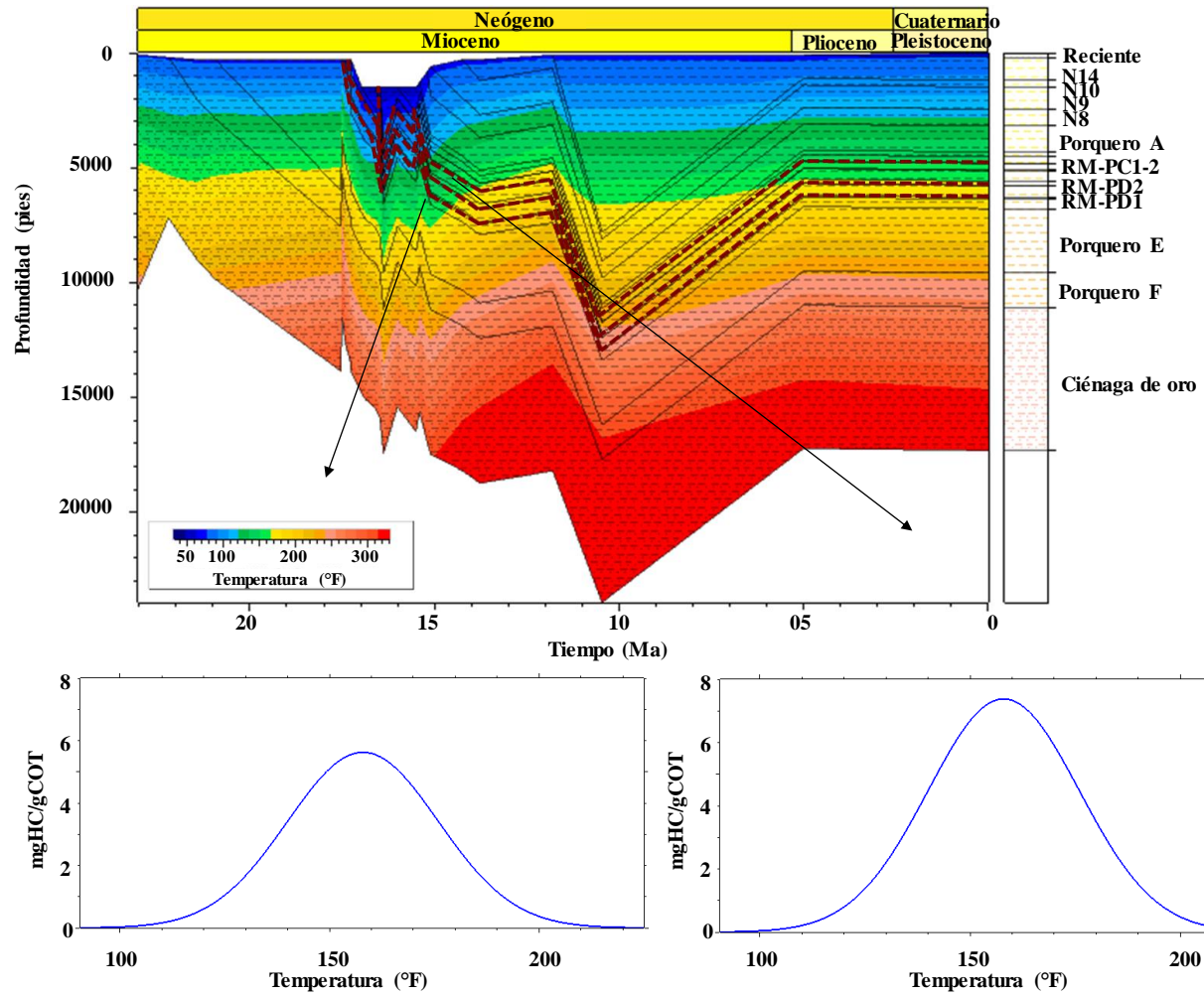


Figura 102. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P4.

Pozo P4 - Generación de metano termogénico temprano

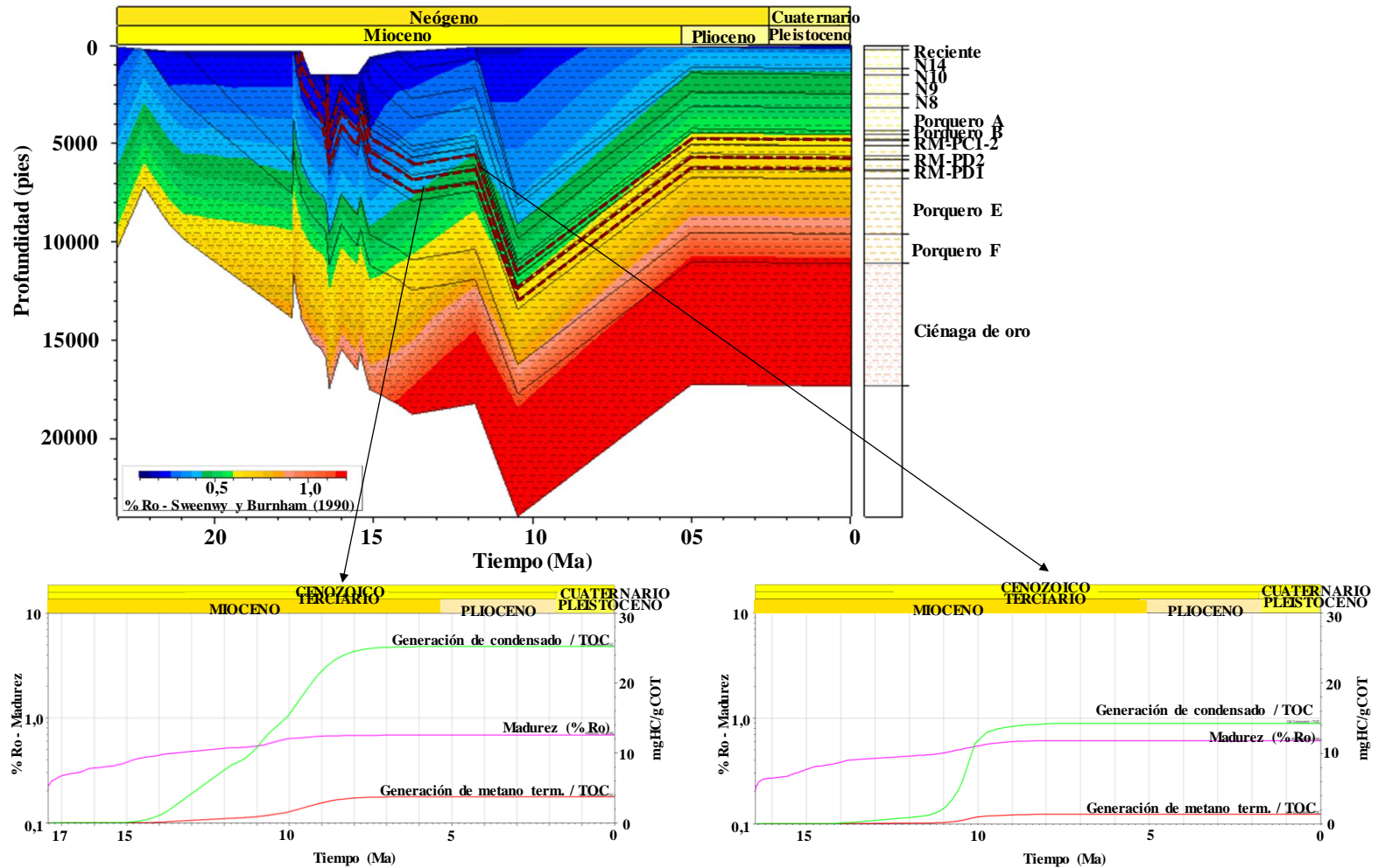


Figura 103. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P4.

5.5.2.4. Pozo P5

La evolución térmica del pozo P5 mostrada en el diagrama de soterramiento de la Figura 104, indica que los intervalos de roca generadora se encontraban en las condiciones de temperatura óptimas para la producción de metano biogénico entre 15,10 y 13,87 Ma para el intervalo más profundo y entre 14,62 y 11,49 Ma para los intervalos más someros. La máxima tasa de generación de metano biogénico para el rango de temperatura evaluado, de acuerdo con la calidad de la materia orgánica presente es de 5 a 6 mgHC/gCOT, de base a tope.

Por su parte, la Figura 105 muestra la evolución de la madurez térmica de la roca en el diagrama de soterramiento del pozo, indicando que los intervalos de roca generadora han alcanzado niveles de madurez tales para entrar en fase de generación de hidrocarburos gaseosos (metano termogénico temprano) y líquidos (condensado temprano), de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica. El modelo presentado, sugiere que la generación de hidrocarburos inició a los 12,87 Ma para el intervalo más profundo y a los 11,55 Ma para los intervalos más someros. Todos los intervalos de roca generadora se encuentran en ventana de máxima generación en este pozo. La tasa de generación actual de hidrocarburo líquido es de 17 a 11 mgHC/gCOT aproximadamente, mientras que la tasa de hidrocarburo gaseoso es menor 2 mgHC/gCOT.

Pozo P5 – Generación de metano biogénico

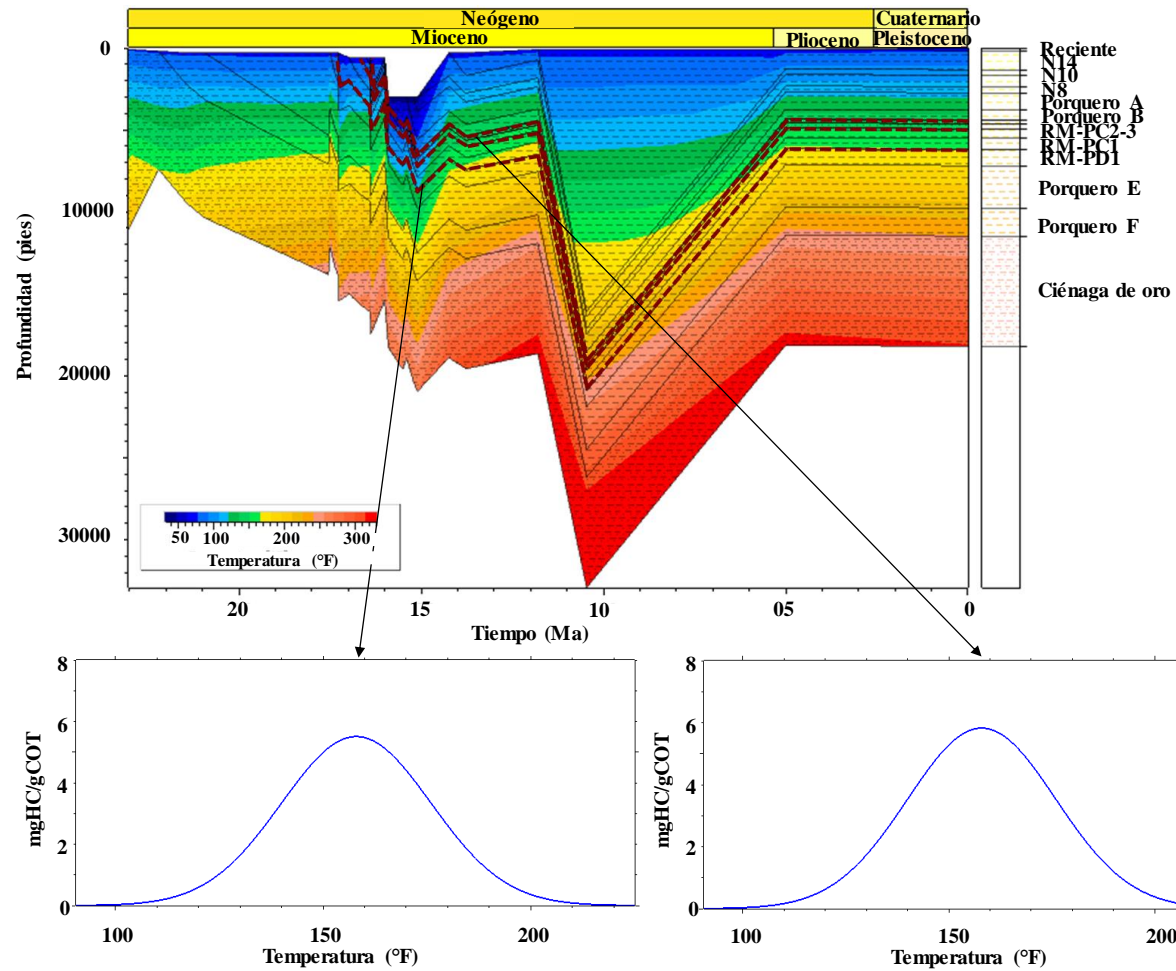


Figura 104. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P5.

Pozo P5 - Generación de metano termogénico temprano

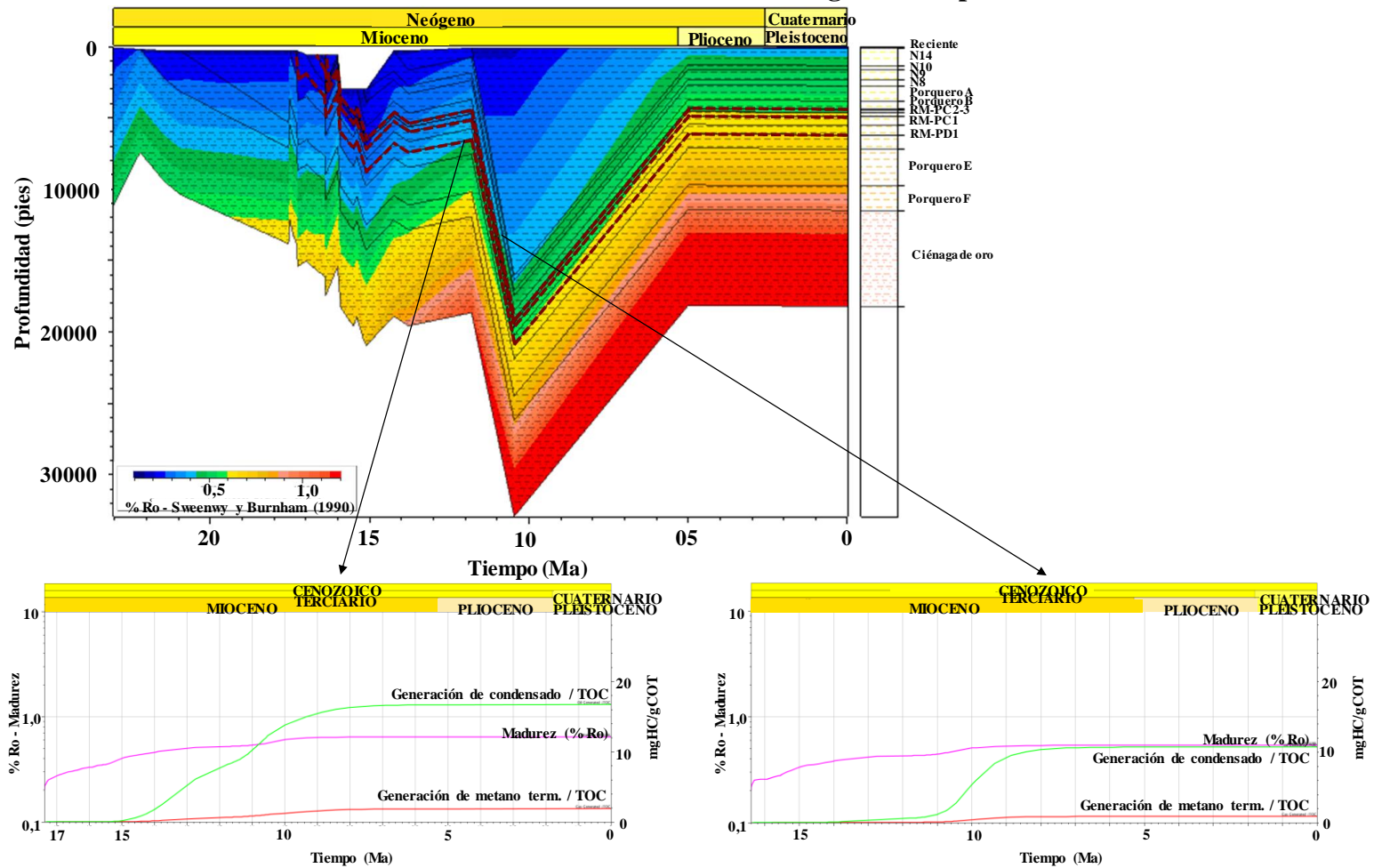


Figura 105. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P5.

5.5.2.5. Pozo P6

La evolución térmica del pozo P6 mostrada en el diagrama de soterramiento de la Figura 106, indica que los intervalos de roca generadora se encontraban en las condiciones de temperatura óptimas para la producción de metano biogénico entre 15,23 y 11,23 Ma para todo el intervalo evaluado. La máxima tasa de generación de metano biogénico para el rango de temperatura evaluado, de acuerdo con la calidad de la materia orgánica presente es de 7 a 8 mgHC/gCOT, de base a tope.

Por su parte, la Figura 107 muestra la evolución de la madurez térmica de la roca en el diagrama de soterramiento del pozo, indicando que los intervalos de roca generadora han alcanzado niveles de madurez tales para entrar en fase de generación de hidrocarburos gaseosos (metano termogénico temprano) y líquidos (condensado temprano), de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica. El modelo presentado, sugiere que la generación de hidrocarburos inició a los 12,15 Ma para el intervalo más profundo y a los 11,07 Ma para los intervalos más someros. Todos los intervalos de roca generadora se encuentran aún en ventana de generación en este pozo. La tasa de generación actual de hidrocarburo líquido es de 13 a 8 mgHC/gCOT aproximadamente, mientras que la tasa de hidrocarburo gaseoso es menor a 2 mgHC/gCOT.

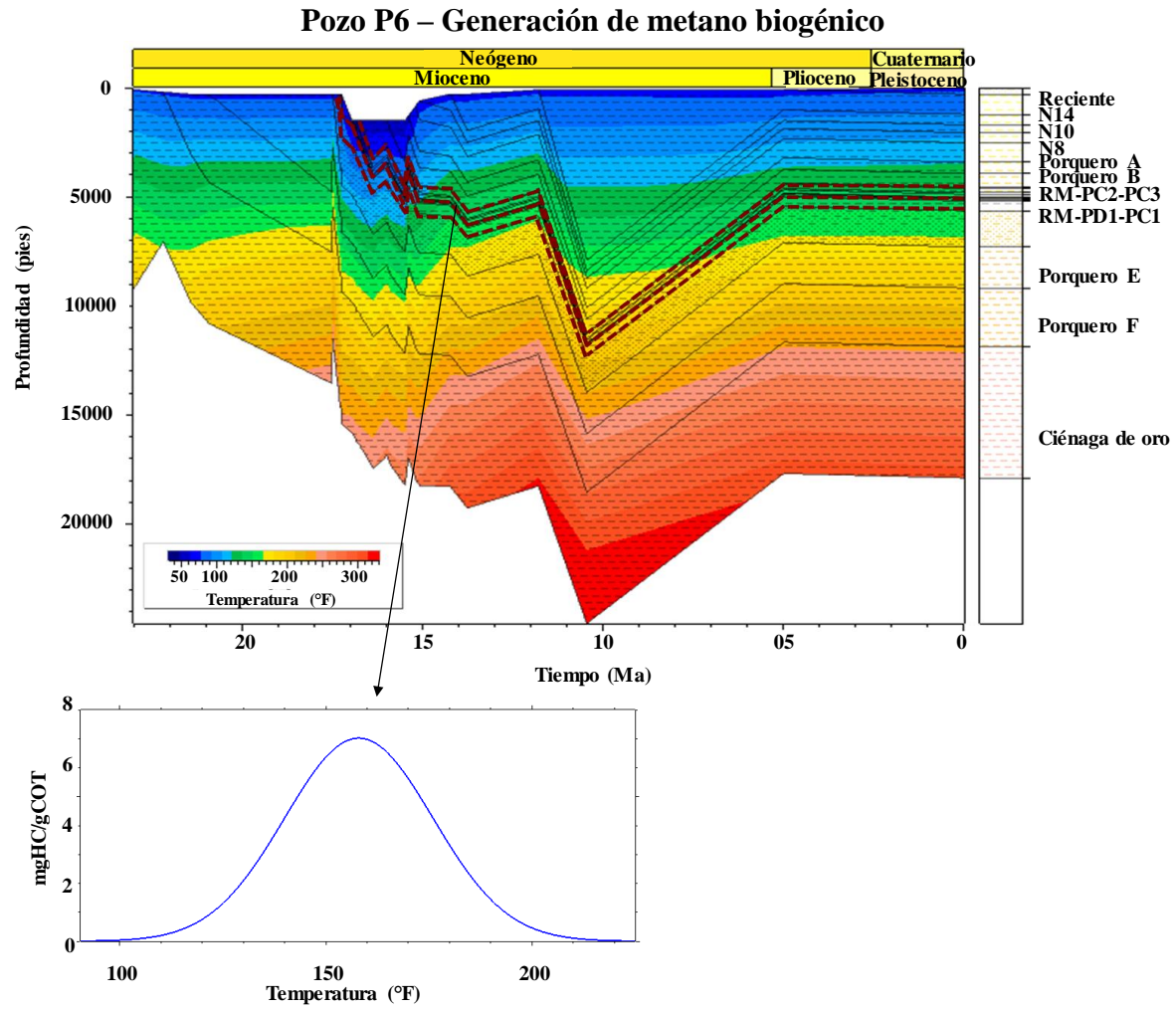


Figura 106. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P6.

Pozo P6 - Generación de metano termogénico temprano

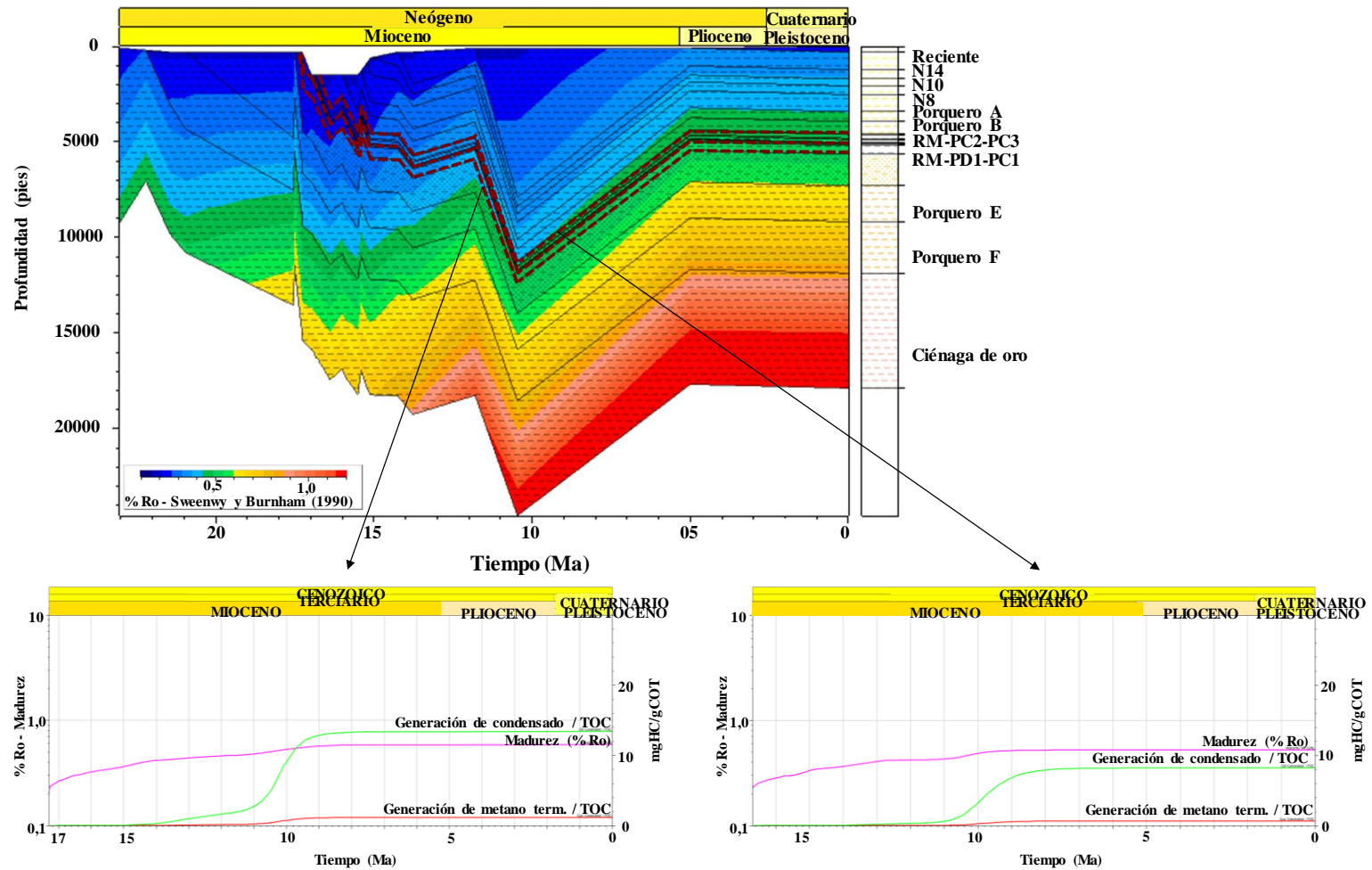


Figura 107. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P6.

5.5.2.6. Pozo P8

La evolución térmica del pozo P8 mostrada en el diagrama de soterramiento de la Figura 108, indica que los intervalos de roca generadora se encontraban en las condiciones de temperatura óptimas para la producción de metano biogénico entre 14,76 y 11,27 Ma para los intervalos más profundos y entre 13,9 y 11,03 Ma para el intervalo más somero. La máxima tasa de generación de metano biogénico para el rango de temperatura evaluado, de acuerdo con la calidad de la materia orgánica presente es de 6 a 8 mgHC/gCOT, de base a tope.

Por su parte, la Figura 109 muestra la evolución de la madurez térmica de la roca en el diagrama de soterramiento del pozo, indicando que los intervalos de roca generadora han alcanzado niveles de madurez tales para entrar en fase de generación de hidrocarburos gaseosos (metano termogénico temprano) y líquidos (condensado temprano), de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica. El modelo presentado, sugiere que la generación de hidrocarburos inició a los 11,35 Ma para los intervalos más profundos y a los 10,88 Ma para el intervalo más somero. Todos los intervalos de roca generadora se encuentran aún en ventana de generación en este pozo. La tasa de generación actual de hidrocarburo líquido es de 14 a 8 mgHC/gCOT aproximadamente, mientras que la tasa de hidrocarburo gaseoso es menor a 2 mgHC/gCOT.

Pozo P8 – Generación de metano biogénico

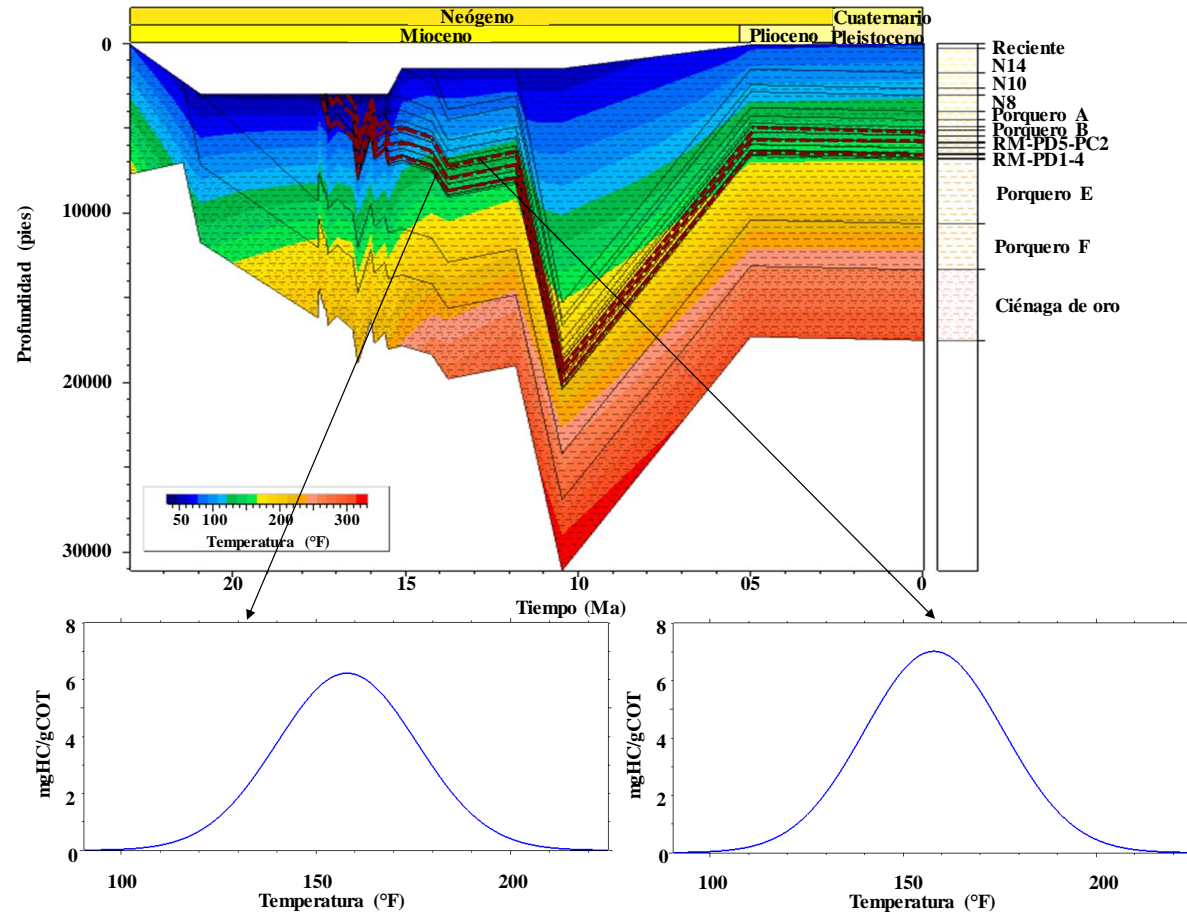


Figura 108. Evolución térmica y generación de metano biogénico – Pozo P8.

Pozo P8 - Generación de metano termogénico temprano

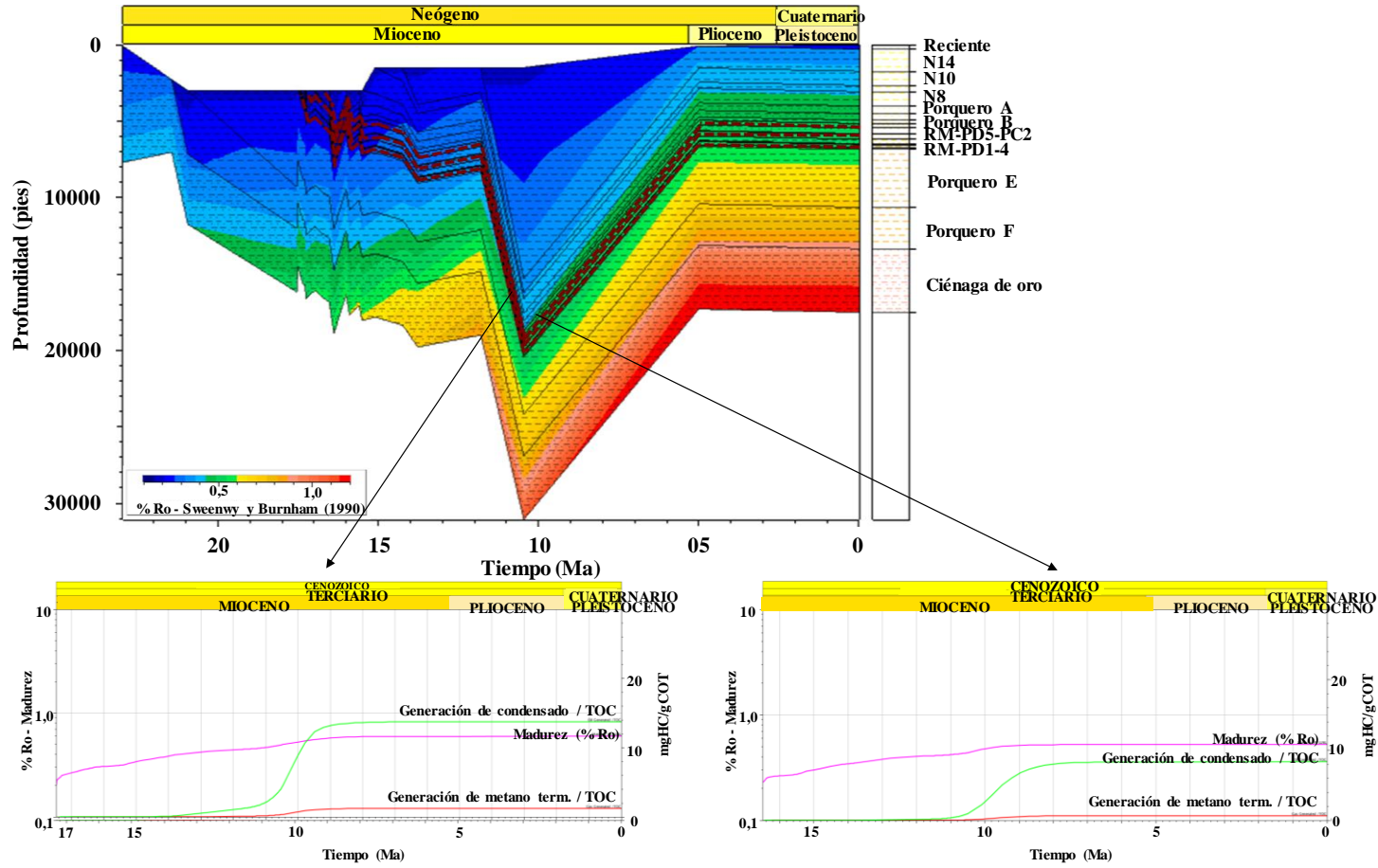


Figura 109. Evolución de madurez térmica de la roca y generación de hidrocarburos termogénicos (condensado y metano tempranos) – Pozo P8.

La Tabla 40 resume para todos los pozos lo expuesto anteriormente y permite proponer una secuencia de generación de hidrocarburos termogénicos como sigue: el primer pozo en entrar en ventana de generación fue el pozo P4 (~14 Ma), encontrándose actualmente en máximo de generación, este pozo es el que presenta la tasa de generación más alta tanto para el metano termogénico temprano como para el condensado temprano (4-2 mgHC/gCOT y 25-14 mgHC/gCOT, respectivamente), lo que justifica que sea el pozo que presente los mayores valores de gas termogénico en su composición; los siguientes pozos en entrar en ventana de generación fueron P2 y P5 (~13 Ma), de los cuales el segundo se encuentra actualmente entrando en máximo de generación y presenta la segunda tasa de generación más alta para el condensado temprano (17-11 mgHC/gCOT, respectivamente); finalmente, entran en ventana de generación los pozos P3, P6 y P8, los cuales junto a P2 se encuentran en ventana de generación temprana y presentan las tasas de generación más bajas tanto para el metano termogénico temprano como para el condensado temprano (< 2 mgHC/gCOT y 14-02 mgHC/gCOT, respectivamente). Estos resultados son coherentes con lo presentado en el apartado 5.5.1 (evolución térmica y madurez de la roca).

Tabla 40. Generación de hidrocarburos en los pozos modelados.

Pozo	Generación gas biogénico			Generación hidrocarburo termogénico			
	Desde (Ma)	Hasta (Ma)	mgHC/g COT	Desde (Ma)	Hasta (Ma)	Gas (mgHC/gCOT)	Condensado (mgHC/gCOT)
P2	15,26	10,95	06 - 08	13,40	0	< 2	13 - 02
P3	15,16	10,93	06 - 08	12,14	0	< 2	14 - 07
P4	15,36	13,85	06 - 08	14,05	0	4 - 2	25 - 14
P5	15,10	11,49	05 - 06	12,87	0	< 2	17 - 11
P6	15,23	11,23	07 - 08	12,15	0	< 2	13 - 08
P8	14,20	11,03	06 - 08	11,35	0	< 2	14 - 08

Con respecto a la generación de gas biogénico, se puede observar que ésta tuvo lugar entre los 15,00 y los 11,00 Ma, aproximadamente, donde se infiere a partir del modelo tectonoestratigráfico discutido en el apartado 1.1.1 y el modelo sedimentológico presentado por Gosh (2013 *en* Pacific E y P, 2015) que la cuenca se encontraba en una fase de transición, la tasa de sedimentación era relativamente alta, el gradiente geotérmico relativamente bajo y el aporte de materia orgánica era

principalmente de origen terrestre (proveniente del delta del paleo río Magdalena), las cuales son condiciones óptimas para la generación de este tipo de hidrocarburo (Chris Clayton, 2010). De la Tabla 40 se puede destacar además que los pozos que presentan el intervalo de tiempo mayor para la generación de gas biogénico son los pozos P2, P3 y P6, seguidos de los pozos P5 y P8 y finalmente, el que tuvo menos tiempo en condiciones óptimas para generar gas biogénico es el pozo P4, lo que justifica que éste último presente menor porcentaje de gas biogénico que los anteriores.

La curva de expulsión de hidrocarburos en todos los pozos es inapreciable ya que el valor de la misma es de 0,00 mg HC/ g COT a lo largo de todo el tiempo geológico mostrado en los gráficos de generación – expulsión desde la Figura 99 a la Figura 109 (sólo las impares), indicando que aún estos fluidos no han sido expulsados de la roca generadora, sin embargo, se puede sugerir en función del modelo sedimentológico propuesto por Gosh, (2013 en Pacific E y P, 2015) que los fluidos han sido generados, acumulados y preservados *in situ*.

En todos los pozos modelados se observa una rápida tasa de sedimentación entre 11,50 Ma y 10,50 Ma, aproximadamente, aumentado el gradiente geotérmico y por ende la tasa de transformaciones catagenéticas y craqueo térmico del querógeno, provocando un incremento en la curva de generación de hidrocarburos termogénicos.

5.5.3. Carta de eventos del sistema petrolero

El sistema petrolero presente en el área de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena (VIM) ha sido por excelencia Ciénaga de Oro – Porquero (!), sin embargo, esta investigación plantea un sistema petrolero Porquero – Porquero (!), donde el grado de certeza se representa como bajo ya que no se cuenta con información de análisis más específicos como biomarcadores o isótopos para el bitumen de las muestras de roca que permita evaluar la correlación geoquímica entre la roca generadora y el fluido presente en las acumulaciones de hidrocarburos. A continuación, se presenta la carta de eventos del sistema petrolero obtenida para para el pozo P3 (Figura 110), los correspondientes a los demás pozos modelados se presentan en el anexo 8.

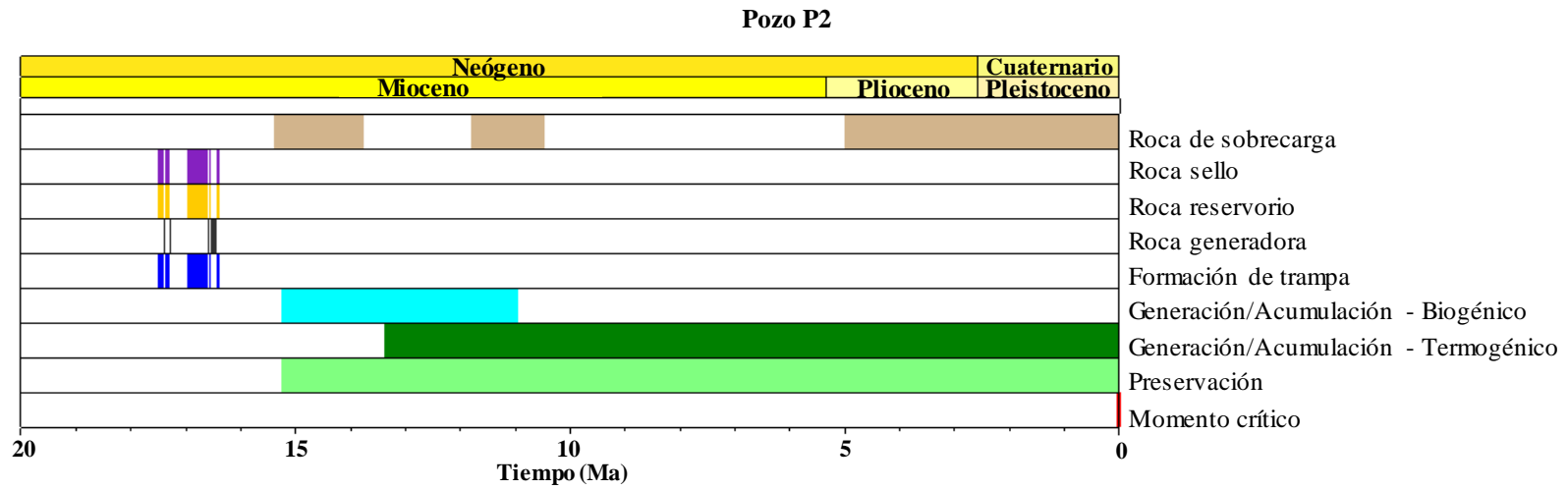


Figura 110. Carta del sistema petrolero Porquero – Porquero (!) para el pozo P2.

Como se puede observar en la Figura 110, se han representado los eventos del sistema petrolero presentados comúnmente en estas cartas, sin embargo, se ha incluido particularmente un campo donde se representa el tiempo en el que las rocas generadoras estuvieron sometidas a condiciones ideales para la generación de gas biogénico, ya que este particular es un elemento importante dentro del sistema petrolero Porquero-Porquero (!) evaluado.

Otro particular que se puede destacar de estas cartas de eventos es que las rocas consideradas yacimiento también actúan como sello debido a las características sedimentológicas presentes. El sistema petrolero que se sugiere (Porquero-Porquero (!)) se desarrolla *in situ*, es decir, el hidrocarburo se genera se acumula y se queda atrapado a lo largo de la Formación Porquero (particularmente en los intervalos informales C y D evaluados). La generación de la trampa corresponde también al tiempo de sedimentación de la roca sello, ya que el tipo de trampa presente es netamente estratigráfica.

Para el sistema petrolero Porquero – Porquero (!), todos los elementos y procesos esenciales están presentes y la secuencia cronológica es favorable para la acumulación y preservación del hidrocarburo. El momento crítico es considerado como el hoy, ya que los intervalos de roca generadora evaluados se encuentran actualmente en ventana de generación de metano termogénico temprano y condensado temprano de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para rocas generadoras con materia orgánica húmica.

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. Conclusiones

A partir de las interpretaciones y análisis de los resultados se pudo llegar a las siguientes conclusiones:

1. El gas contenido en las acumulaciones de hidrocarburo presentes en las unidades informales C y D de la Formación Porquero, efectivamente corresponde a una mezcla de gases de origen biogénico y termogénico que, de acuerdo con el modelo 1D construido, la fracción biogénica se generó entre los 15,00 y los 11,00 Ma, aproximadamente y la fracción termogénica inició su generación entre los 14 y los 11 Ma, aproximadamente, y aún las rocas generadoras están en ventana de generación.
2. Los espesores erosionados determinados en todos los pozos corresponden y están asociados a las discordancias regionales reportadas.
3. El COT calculado mediante la técnica de Passey *et al.* (1990) presentó muy buena calibración en los pozos que tenían datos de COT medido, por lo que las curvas obtenidas fueron utilizadas para evaluar la calidad de la roca generadora.
4. La interpretación de los datos disponibles de geoquímica de la roca generadora, obtenidos del análisis de pirólisis rock eval, demuestran que ésta presenta un potencial de generación de bueno a muy bueno, con una calidad de querógeno tipo III y una madurez térmica que la ubica al inicio de la ventana de generación de hidrocarburos (metano y condensado temprano), de acuerdo con el modelo de generación de Galimov (1988).
5. El análisis de biomarcadores indica que el aporte de materia orgánica es de origen terrestre, la roca generadora es de tipo siliciclástica (lutita orgánica) sedimentada bajo condiciones redox disóxicas a subóxicas y que los crudos evaluados son térmicamente maduros en etapa temprana de ventana de generación.
6. La composición molecular e isotópica de los gases analizados, confirmaron que tienen un origen mixto, principalmente termogénico temprano (de 64% - 90%)

con una fracción importante de biogénico (de 36% a 10%), donde la vía metanogénica fue reducción de CO₂.

7. El modelado 1D de la cuenca, permite corroborar que los intervalos de roca generadora se encuentran térmicamente en ventana de generación temprana a máxima de acuerdo con el modelo de Galimov (1988) para materia orgánica húmica, con una reflectancia de vitrinita %Ro entre 0,45 y 0,80%.
8. Los gráficos de generación de hidrocarburos obtenidos del modelo 1D permiten proponer que la generación de hidrocarburos en la subcuenca de Plato inició entre los 14 y los 11 Ma aproximadamente, y que las rocas generadoras están aún en ventana de generación con una tasa entre 7 y 25 mgHC/gCOT aproximadamente para el condensado temprano y entre 4 a <2 mgHC/gCOT, aproximadamente para el metano termogénico temprano.
9. El modelado 1D de la cuenca permite postular que la generación del gas biogénico ocurrió entre los 15,00 y los 11,00 Ma, aproximadamente, donde de acuerdo con el modelo tectonoestratigráfico y el modelo sedimentológico del área en estudio la cuenca se encontraba en una fase de transición, la tasa de sedimentación era relativamente alta, el gradiente geotérmico relativamente bajo y el aporte de materia orgánica era principalmente de origen terrestre (proveniente del delta del paleo río Magdalena), lo que representa las condiciones óptimas para la generación de este tipo de hidrocarburo.
10. De acuerdo con los resultados del modelo 1D los fluidos no han sido expulsados de la roca generadora, sin embargo, se puede sugerir en función del modelo sedimentológico del área que los fluidos han sido generados, acumulados y preservados *in situ*.
11. Se propone un sistema petrolero Porquero – Porquero (!), en el que todos los elementos y procesos esenciales están presentes y la secuencia cronológica es favorable para la acumulación y preservación del hidrocarburo y en el que el momento crítico es hoy. Este Sistema Petrolero es distinto al aceptado por la industria para toda la cuenca (Ciénaga de Oro – Porquero, 100% termo surtido por la Formación Ciénaga de Oro). Este estudio soporta que hay un Sistema Petrolero distinto y más joven como el presentado por Arminio *et al.*, 2016.

6.2. Recomendaciones

1. Realizar el análisis de COT y pirólisis rock-eval a las muestras del intervalo Porquero C – Porquero D, en los pozos utilizados en esta investigación que no lo tienen y en otros que correspondan al área de la subcuenca de Plato, con el objetivo de validar y soportar los resultados obtenidos en este estudio.
2. Realizar análisis geoquímicos mediante cromatografía de gases (CG) y cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masas (CG-EM) a las muestras de roca generadora correspondiente al intervalo evaluado que permita verificar la correlación geoquímica entre la roca generadora y el fluido presente en las acumulaciones de hidrocarburos estudiadas.
3. Realizar análisis de CG-EM-EM para mejorar las interpretaciones a partir de los esteranos regulares C_{27} , C_{28} y C_{29} , ya que en los fragmentogramas de relación m/z 217 en todos los pozos evaluados presentaron contribución de otros compuestos en la señal de estos esteranos, lo que disminuye la certeza de las interpretaciones realizadas.

CAPÍTULO VII

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arminio J. F., Yoris F., Porras L., García E., Diluca M. (2011). Petroleum geology of Colombia. Geology and Hydrocarbon Potential of Lower Magdalena Basin. Vol. 10. Editorial: Universidad EAFIT. Medellín, Colombia, 219 pp.

Arminio J. F., Talukdar S., Castillo L., Vega R., Ruiz D., Azuaje V., Di Luca M., Yoris F., Betancourt J. G. (2016). Petroleum Geology and Exploration of the Guama Field, Lower Magdalena Basin. ACGGP. Bogotá, Colombia, 23 pp.

Barrero D., Pardo A., Vargas C., y Martínez J. (2007). Colombian Sedimentary Basin: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). Disponible: http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Cuencas-sedimentarias/Documents/colombian_sedimentary_basins.pdf (Consulta: 2016, Agosto 15).

Bernard B. y Brooks J. (1977). A geochemical model for characterization of hydrocarbon gas sources in marine sediments. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/254526685_A_Geochemical_Model_For_Characterization_Of_Hydrocarbon_Gas_Sources_In_Marine_Sediments (Consulta: 2016, Septiembre 05).

Bernal-Olaya R., Mann P. y Escalona A. (2015). Cenozoic Tectonostratigraphic Evolution of the Lower Magdalena Basin, Colombia: An Example of an Under- to Overfilled Forearc Basin. Memoria 108 de la AAPG, pp. 345–398.

BIOSS (2016). High resolution biostratigraphy of the Cotorra – 1X well, Lower Magdalena Basin, Colombia. Informe técnico, 12 pp.

Blanco S. y Sanz J. (2012). Los conodontos, pequeños termómetros enterrados en las rocas. Disponible: <http://www.uhu.es/fexp/segeo2012/arc/comunicaciones/20.pdf> (Consulta: 2016, Septiembre 05).

Ceron J., Kellogg J. y Ojeda G. (2007). Basement configuration of the northwestern South America – Caribbean margin from recent geophysical data. CTyF – Ciencia, Tecnología y Futuro. Vol. 3, pp. 25-49.

Clayton, C. (2010). Curso corto: Biogenic Gas Generation and Migration Processes. Bogotá, Colombia.

DecisionSpace® (2015). (Version 5000.10.0.05) [Software]. Landmark - Halliburton.

Didyk B., Simoneit B., Brassell S. y Eglinton G. (1978). Organic geochemistry indicator of paleoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature* 272, pp. 216-222.

Duque C. Hermann (1994). Integración bioestratigráfica del área Ligia – Guamito, Valle Inferior del Magdalena. Informe técnico, 193 pp.

Flinch J. F. (2003). Structural Evolution of the Sinu-Lower Magdalena Area (Northern Colombia). Memoria 79 de la AAPG, pp. 776–796.

Galimov E. M., (1988). Sources and mechanisms of formation of gaseous hydrocarbons in sedimentary rocks. *Chemical Geology*. Vol. 71, pp. 77-95.

Gómez M. C. (2016). Curso: Petrofísica de Exploración para Sistemas Petroleros. Instituto de Ciencias de la Tierra. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.

Haq B.U. y Shutter S.R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*. Vol. 322, pp. 64-68.

Heasler H. y Kharitonova N. (1996). Analysis of Sonic Well Logs Applied to Erosion Estimates in the Bighorn Basin, Wyoming. *Boletín V. 80, No. 5 de la AAPG*, pp. 630-646.

HOCOL (1993). Lower Magdalena Valley technical evaluation agreement (Phase 1 report). *Chronostratigraphy. Vol. 1. Informe técnico*, 105 pp.

Hughes W. (1984). The use of thiophenic organosulfur compounds in characterizing crude oils derived from carbonate versus siliciclastic source rocks. *AAPG Studies in Geology* 18, pp. 181-196.

Hughes W., Holba A. y Dzou L. (1995). The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene an pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59, pp. 3581-3598.

IGIS (2014). The stratigraphy and environmental profile of Well Cotorra – 1X (interval 60' – 7200') – Magdalena Basin, Colombia. *Informe técnico*, 36 pp.

Killops S. y Killops V. (2005). *Introduction to organic geochemistry*. Segunda edición. Blackwell Publishing Company, 393 pp.

Labrador H., López L. y Galarraga F. (1995). Estudio geoquímico del campo Guafita, estado Apure, Venezuela. *Interciencia* 20 (1), pp. 30-36.

Ladd J., Truchan M., Talwani M., Stoffa P., Buhl P., Houtz R., Mauffret A. y Westbrook G. (1984). Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean. *Memoria 162 de la GSA*, pp. 153-159.

Lo Mónaco S., López L. y Labastida E. (1999). Correlación de crudos de la subcuena de Barinas, Venezuela. *Revista Latino Americana de Geoquímica orgánica* 5, pp. 47-56.

López L. (2013). *Biomarcadores, Aplicaciones en la Geoquímica del Crudo*. Universidad Central de Venezuela. Ediciones de la Biblioteca – EBUC, 122 pp.

Magara K. (1978). *Compaction and fluid migration. Practical petroleum geology*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam - Oxford -New York, 35 pp.

Magoon L. (1992). *The Petroleum System Status of Research and Methods, 1992*. U.S. Geological Survey Bulletin 2007, 108 pp.

Magoon L. y Dow W. (1994). *The Petroleum System – From Source to Trap*. AAPG Memoir 60, 619 pp.

Mantilla-pimiento A., Jentzsch G., Kley J., Alfonso-Pava C. (2009). Configuration of the Colombian Caribbean Margin: Constraints from 2D Seismic Reflection data and Potential Fields Interpretation. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/251205966_Configuration_of_the_Colombian_Caribbean_Margin_Constraints_from_2D_Seismic_Reflection_data_and_Potential_Fields_Interpretation (Consulta: 2016, Agosto 15).

Martinez J. y Reyes R. (1994). *Revisión y análisis de información bioestratigráfica de las subcuencas Plato – San Jorge del Valle Inferior del Magdalena*. Informe técnico, 94 pp.

Mata O. (2014). *Cenozoic structure, stratigraphy, and paleogeography of the Lower Magdalena Basin, Colombia*. Tesis de Maestría. Department of Earth and Atmospheric Sciences University of Houston.

McCarthy K., Niemann M., Palmowski D., Peters K., Stankiewicz A. (2011). La geoquímica básica del crudo para la evaluación de las rocas generadoras. Disponible:

https://www.slb.com/~media/Files/resources/oilfield_review/spanish11/sum11/03_basic_petro.pdf (Consulta: 2016, Septiembre 05).

Mello M., Telnaes N., Gaglianone P., Chicarelli M., Brasell S. y Maxwell J. (1988). *Organic Geochemistry* 13, pp. 31-45.

Milkov A. (2011). Worldwide distribution and significance of secondary microbial methane formed during petroleum biodegradation in conventional reservoirs. *Organic Geochemistry*, Vol. 42, pp. 184-207.

Moldowan J., Seifer W. y Gallegos E. (1985). Relationship between petroleum composition and depositional environmental of petroleum source rocks. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 69, pp. 1255-1268.

Montes C., Guzman G., Bayona G., Cardona A., Valencia V. y Jaramillo C. (2010). Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences* 29, pp. 832–848.

Nederlof M. H. (1996). Estimation of total organic carbon content from wirelinelogs. Programa GAEAPA. Modulo COTORI. The Gaeapas Prospect Appraisal System. Version 1.3. Geology and Energy Analysis. TheHague. Netherlands.

Nuñez B. y Baceta J. (1994). Basics and Application of Rock-Eval/TOC Pyrolysis: an example from the uppermost Paleocene/lowermost Eocene In The Basque Basin, Western Pyrenees. Disponible: http://www.aranzadi.eus/fileadmin/docs/Munibe/19940_43062CN.pdf (Consulta: 2016, septiembre 05).

Oung J. y Philp R. (1993). Geochemical Characteristics of oils from Taiwan. *Journal of southeast Asian Earth Sciences* 9, pp. 193-206.

Pacific EyP. Vicepresidencia Corporativa de Exploración. (2015). Informe técnico: Integración sedimentológica-estratigráfica de la Formación Porquero en el Bloque Guama. Bogotá, Colombia. Lino Castillo.

Passey Q. R., Creaney J.B., Kulla F.B., Moretti F.J., Stroud J.D. (1990). A Practical Model for Organic Richness from Porosity and Resistivity Logs. *AAPG Bull*, v.74, No 12, pp. 1777-1794.

Peters K. y Moldowan M. (1993). *The biomarker guide: Interpreting molecular fossil in petroleum and ancient sediments*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 363 pp.

Peters K., Walters C., Moldowan J. (2005). *The Biomarker Guide I. Biomarkers and Isotopes in the Environmental and Human History*. Second Edition. Cambridge University Press, 471 pp.

Petromod® (2015). (Versión 1.0) [Software]. Schlumberger.

Reyes A., Montenegro G., Gómez P. (2000a). Evolución Tectonoestratigráfica del Valle Inferior del Magdalena, Colombia. *Memorias del “VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera de cuencas Subandinas”* Caracas, Venezuela, pp. 651-667.

Reyes J., Mantilla M., González S. (2000b). Regiones Tectono-Sedimentarias del Valle Inferior del Magdalena, Colombia. “VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera de cuencas Subandinas” Caracas, Venezuela, pp. 685 – 708.

Rice D. y Claypool G. (1981). Generation, Accumulation, and Resource Potential of Biogenic Gas. *AAPG*. Vol. 65, pp 05 – 25.

Rullköttet J., Peakman T. y Ten Haven H. (1994). Early diagenesis of terrigenous triterpenoids and its implications from petroleum geochemistry. *Organic Geochemistry* 21, pp. 215-233.

Schoell M. (1983). Genetic characterization of natural gases. *AAPG*, Vol. 67, pp 2225-2238.

Sieskind O., Joly G. y Albretch P. (1979). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, pp. 1675-1679.

Talukdar S. (2013). Geochemical evaluation of condensate and gas from Capure-1x: comparison with the condensates and gases from Manamo-1x, Cotorra-1x, Pedernalito-1x, and La Creciente-1, Lower Magdalena Basin, Colombia. *Informe Técnico*, pp. 162.

Tissot B.P. y Welte D.H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*. Publisher: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 699 pp.

Vargas L. y Mantilla M. (2006). Modelo de Carga de Hidrocarburos en el Sector Suroccidental de la Subcuenca de Plato, Valle Inferior del Magdalena (VIM), Colombia.

Disponible:

http://archives.datapages.com/data/colombia_acgdp/simp9/134.htm

Vaz Dos Santos E. (2004). Geoquímica de gases: uma nova tecnologia em avaliação de sistemas petrolíferos. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, Vol. 12, 25 pp.

Whiticar M. (1999). Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chemical Geology*, Vol. 161, pp. 291–314.

ANEXO 1. Modelos de tectonoestratigráficos de evolución de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena de acuerdo con diferentes autores.

Año	Autor	Paleozoico	Mesozoico			Cenozoico				
			Triásico	Jurásico	Cretácico	Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno - Presente
		Orogénesis caledoniana (Choque entre placas SA y NA)	Apertura del Atlántico (Separación de Placas SA y NA)	Subducción de CA bajo SA (Movimiento de CA hacia NE)	Subducción de CA bajo SA (Movimiento de CA hacia E - SE)				Inversión de cuenca (Convergencia SA y NA)	
1984	Ladd <i>et al</i>				Cuenca antearco					
2003	Flinch				Cuencas Piggybag al Oeste del SFR – Flysh.	Transtensión - Cuencas Pull-apart - Retroarco (Plato-San Jorge) - Transicional (Fm. Ciénaga de Oro).	Inicia la inversión de la cuenca - Evento regresivo asociado al W, al E se profundiza (por isostasia) y se depositan sedimentos marino profundos a someros (Fm. Porquero). Cuenca Retroarco.		Compresión e inversión de la cuenca, secuencias regresivas, cambio de facies de marino a marino somero - transicional (Fm. Tubará) y finalmente a continental (Fm. Corpa).	
2002	Reyes <i>et al</i>				Choque de P. Caribe contra P.N.A. P. Caribe cambia dirección de NE a E. Migración fosa de subducción al W.	Rotación del Macizo de Sta. Marta (Falla Bucaramanga, Romeral y Palestina). Cuencas trasrotacionales (Plato y San Jorge). Depósitos fluvio-deltaicos (Fm. Ciénaga de Oro).	Mioceno Temprano: Erosión regional (disc). Depositación - control isostasia. Características de margen pasivo. Facies profundas (Fm. Porquero).	Mioceno Medio - Mioceno Tardío: Inicio orogenia Andina. Disc. Reg. (depósitos de ambientes someros) Fm. Tubará.		Reactivación convergencia de entre NA y SA. Mayor pulso orogénico (Discordancia). Depositación de la Fm. Corpa - Ambiente Continental.
2010	Montes <i>et al</i>				Rotación del Macizo de Santa Marta en sentido horario. Fallas normales en forma de abanico. Plantean 2 geometrías (rotación de 30° y rotación de 23°). Fallas normales en forma de abanico.					
2009	Mantilla <i>et al</i>				Cuenca antearco.					
2011	Arminio <i>et al</i>				Colapso incipiente de la Cordillera - se crean espacios para la depositación y acomodo de los sedimentos basales de la cuenca.	Transtensión - Rotación Desplazamiento dextral de la zona de fallas de Santa Marta - colapso tectónico. Fm. Ciénaga de Oro.		Reactivación de fallas normales - Colapso tectónico principal - Fm. Porquero - Sedimentación marino-profundo.		Levantamiento abrupto - gran espesor de sedimentos - Subducción plana.
2015	Bernal & Mann					Cuenca antearco, Fallas normales de rumbo paralelo a la dirección de la subducción. Subducción de alto ángulo. Depósitos de sedimentos terrígenos-Delta (Ciénaga de Oro).		Inicia inversión de la cuenca. Disminuye el ángulo de subducción. Depósitos de ambiente marino profundo por isostasia.		Subducción plana continúa. Inversión de cuencas. Depósito de tipo transicional- continental.

ANEXO 2. Tabla resumen de los biomarcadores y su aplicación en la geoquímica del petróleo.

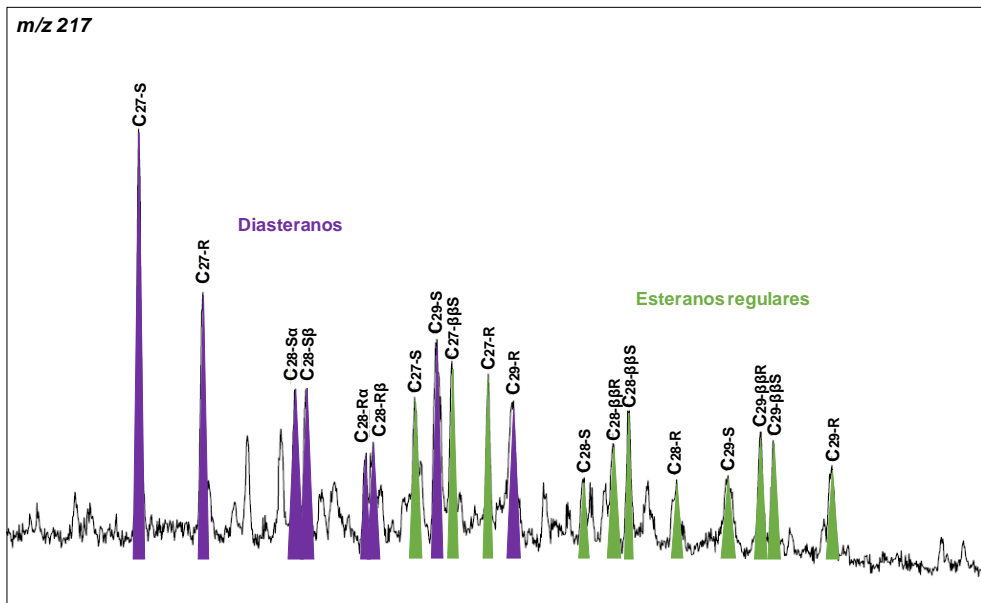
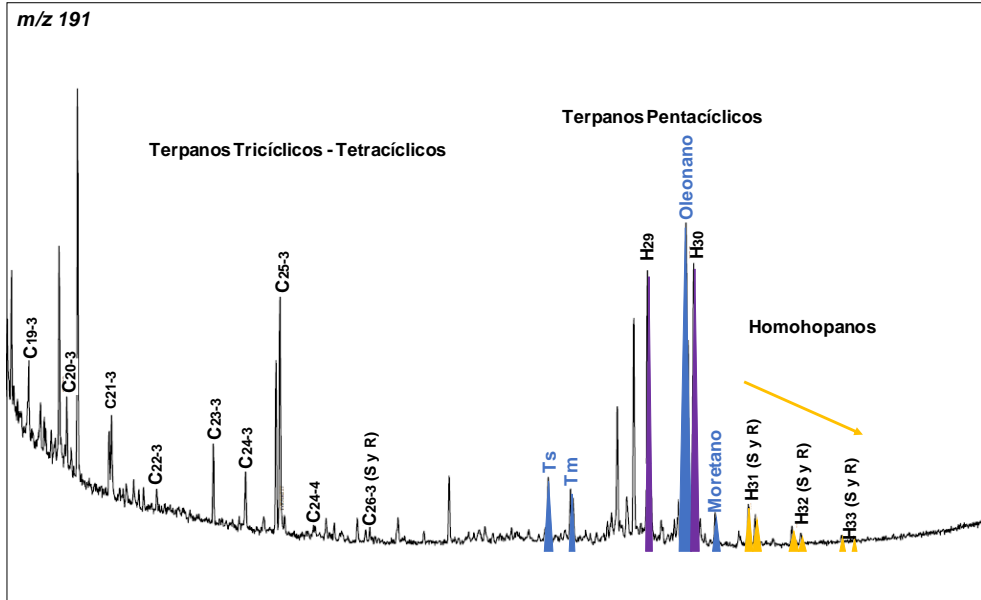
Biomarcadores		Aplicaciones en la geoquímica del petróleo		
Biomarcadores Alifáticos	n-Alcanos	Máximo de n-Alcanos < nC ₂₅	Fuente de materia orgánica marina, lacustre (querógenos TI y/o TII).	
		Máximo de n-Alcanos > nC ₂₅	Fuente de materia orgánica terrestre, lacustre (querógeno TIII).	
	Acíclicos	Relación Pr/Ft < 1	Condiciones de sedimentación anóxicas.	
		Relación Pr/Ft > 1	Condiciones de sedimentación subóxicas.	
		Relación Pr/Ft > 3	Condiciones de sedimentación oxidantes (terrestre).	
		Relación Pr/Ft < 0,8	Condiciones de sedimentación anóxicas (ambientes carbonáticos o hipersalinos).	
	Tricíclicos (C ₁₉ a C ₃₀)	C ₂₃₋₃	Presente en materia orgánica marina o lacustre Ausente en materia orgánica terrestre.	
		Relación C ₂₆₋₃ /C ₂₅₋₃	Permite diferenciar M. O. marina de lacustre (C ₂₆₋₃ > C ₂₅₋₃ M. O. lacustre).	
		Relación C ₂₄₋₃ /C ₂₃₋₃ vs C ₂₂₋₃ /C ₂₁₋₃	Indica el tipo de litología de la roca madre (no aplica para M. O. terrestre).	
		Relaciones C ₂₃₋₃ /C ₂₄₋₃ y C ₂₁₋₃ /C ₂₃₋₄	Incrementan con la madurez (no aplica para M. O. terrestre).	
	Tetracíclicos (C ₂₄ -C ₂₇)	C ₂₄₋₄	Abundante en ambientes carbonáticos o evaporíticos. Aumenta con el incremento de la madurez. Asociados a crudos de origen terrestre. Ayuda a correlacionar crudos biodegradados por su resistencia a la biodegradación.	
	Terpanos (m/z 191)	17α-22,29,30-Trisnorhopano (Tm) 18α-22,29,30-Trisnorhop. (Ts)	Relación Ts/(Ts+Tm)	Valores bajos indican ambientes carbonáticos. Valores altos indican ambientes siliciclásticos o hipersalinos.
		αβ-Moretano y βα-Hopano C ₂₇ -C ₃₅	Relación moretano/hopano	Disminuye con el incremento de la madurez térmica.
		Hopanos extendidos (homohopanos) (C ₃₁ - C ₃₅)	Índice de Homohopanos IH = (C ₃₅ /C ₃₄) * 100	C ₃₅ > C ₃₄ Condiciones reductoras anóxicas o anóxicas euxínicas en ambientes marinos carbonáticos o evaporíticos. C ₃₅ < C ₃₄ Condiciones subóxicas o disóxicas.
		Oleanano (C ₃₀)	Índice de Oleanano IO = ((18α(H)+18β(H)-Oleanano) / (C ₃₀ - Hopano)) * 100	<10% Bajo aporte de materia orgánica terrestre. >30% Alto aporte de materia orgánica terrestre.
		Gammacerano (C ₃₀)	Índice de Gammacerano IG = (Gam/Gam+C ₃₀ Hopano)*100	Su presencia se asocia a condiciones de sedimentación en ambientes acuáticos (marinos y no marinos) con estratificación en la columna de agua. Altos valores de esta relación indica estratificación, ya sea por salinidad o gradientes de temperatura.
		Pentacíclicos (C ₃₀)	C ₂₇ y C ₂₈	
	C ₂₉		Asociado a materia orgánica de origen terrestre.	
	Relación C ₂₈ /C ₂₉		Parámetro indicador de edad cuando NO HAY aporte de materia orgánica terrestre. <0,5 Paleozoico inferior o antes. 0,4 - 0,7 Paleozoico superior o Jurásico inferior. = 0,7 Jurásico superior a Mioceno.	
	Diasteranos (Esteranos arreglados)		ΣDiasteranos (C ₂₇ -C ₂₉) / ΣEsteranos (C ₂₇ -C ₂₉)	Baja relación: crudos generados a partir de roca generadora tipo caliza pobres en arcillas y sedimentadas en condiciones anóxicas. Alta relación: crudos generados a partir de roca generadora siliciclástica con abundantes minerales de arcilla y sedimentadas en condiciones subóxicas a disóxicas.
Epimerización de esteranos (m/z = 217)	Relación de Esteranos C ₂₉ 20S C ₂₉ 20S = 20S / (20S + 20R)		0 - 0,5 Rocas inmaduras. 0,52 - 0,55 Equilibrio entre ambos isómeros.	
	Relación de Esteranos C ₂₉ ββ C ₂₉ ββ = ββ / (ββ + αα)		0 - 0,7 Incremento de madurez. 0,67 - 0,71 Equilibrio entre ambos isómeros.	
Relación Esteranos Regulares / 17α (H)-Hopano			>= 1 Materia orgánica con contribución de plancton o algas bentónicas. < 1 Materia orgánica de origen terrestre y/o retrabajada.	
Biomarcadores	Esteranos monoaromáticos (m/z 253)	MAS = MASI / (MASI + MASII) MAS = ΣC ₂₁ -C ₂₂ / (ΣC ₂₁ -C ₂₂ + ΣC ₂₇ -C ₂₉)	Aumenta relativamente con la madurez térmica.	
	Esteranos triaromáticos (m/z 231)	TAS = TASI / (TASI + TASII) TAS = ΣC ₂₀ -C ₂₁ / (ΣC ₂₀ -C ₂₁ + ΣC ₂₆ -C ₂₈)	Aumenta relativamente con la madurez térmica.	
	Esteranos mono a triaromáticos (m/z 231 y 253)	MAS-TAS = TAS / (MAS + TAS) MAS-TAS = TAC ₂₈ / (MAC ₂₉ + TAC ₂₈)	Se incrementa de 0 a 100% con la madurez térmica.	
Marcadores aromáticos	Fenantreno (m/z 178) y sus homólogos metilados (metilfenantrenos) (m/z 192)	Relac. fenantreno/isómeros metilados	Alcanza valores de 2,2 en la zona de máxima generación de hidrocarburos y su representación gráfica permite obtener variaciones de madurez para bitúmenes o crudos.	
	Naftalenos (m/z 142)	Naftaleno (m/z 128)	Utilizados como indicadores de madurez.	
		Metilnaftalenos (m/z 142)		
		Dimetilnaftalenos (m/z 156)		
		Trimetilnaftalenos (m/z 170)		
Dibenzotiofenos (DBT) (m/z 184) y sus homólogos metilados (metildibenzotiofenos) (m/z 198)	IMeDBT = 4-MeDBT / 1-MeDBT		Indicadores de madurez basado en la mayor estabilidad térmica del 4-metildibenzotiofeno (4-MeDBT) respecto al 1-metildibenzotiofeno (1-MeDBT).	
	Patrón de distribución en forma de V 4-Metil > 2-Metil + 3Metil < 1-Metil		Roca generadora de litologías carbonáticas (sólo cuando se comparan crudos de igual madurez térmica).	
	Patrón de distribución en forma de escalera 4-Metil > 2-Metil + 3Metil > 1-Metil		Roca generadora de litologías siliciclásticas (sólo cuando se comparan crudos de igual madurez térmica).	
	(Dibenzotiofeno / Fenantreno) vs (Pristano / Fitano)		Indicadores de litología y ambiente de sedimentación de la roca generadora.	

ANEXO 4. Cálculo modelo de espesores erosionados

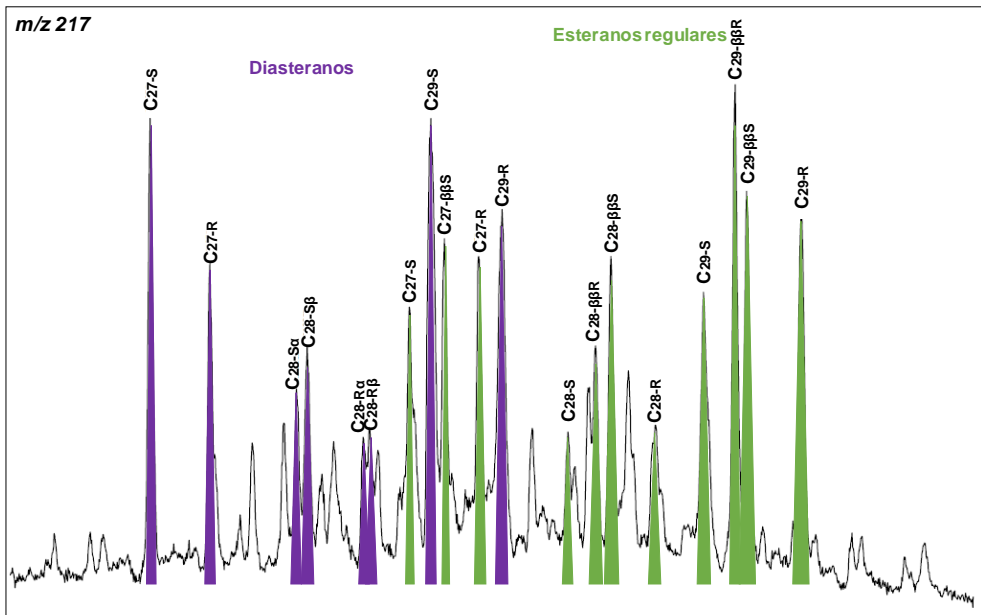
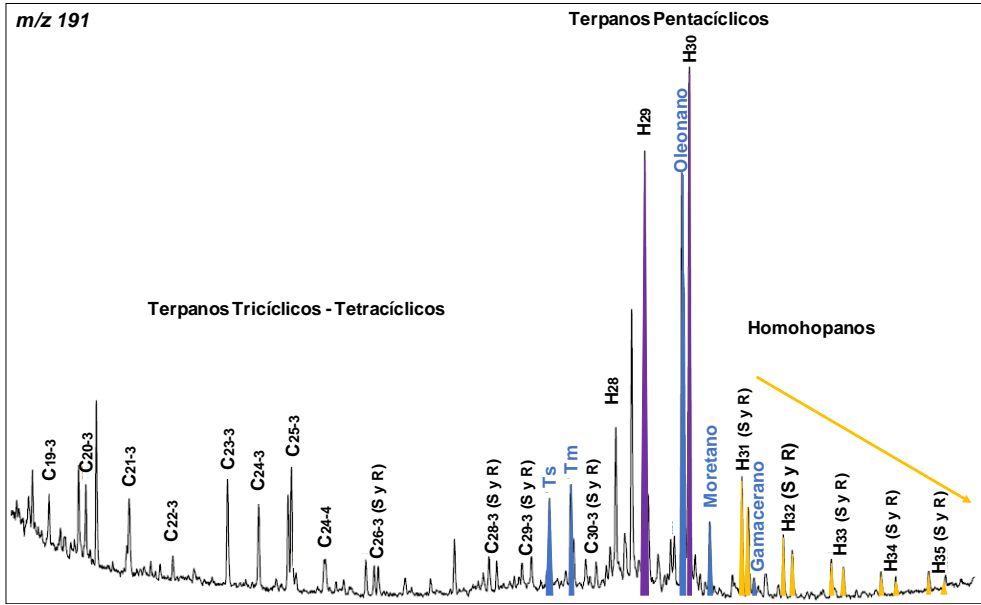
Especie		Espesores erosionados																							
		Superficie	Intraformacional																						
Espesores erosionados	Intraformacional	PASO 1	Representación gráfica de las pendientes promedio pre y post discordantes, que representarán la tendencia de compactación en cada intervalo definido. En este caso, se utilizó una curva promedio ya que la litología presente es clástica a lo largo la columna estudiada.																						
		PASO 2	Prolongación de la tendencia de compactación, para el cálculo de espesores erosionados intraformacionales, en este caso, se extrapoló exponencialmente la pendiente promedio de la tendencia de compactación de la secuencia prediscordante hasta tiempos de tránsito iniciales de la secuencia postdiscordante.																						
		PASO 3	Cálculo de espesores erosionados, para lo cual se trazó una línea vertical (Proy D-C) desde el inicio de la tendencia de compactación de la secuencia postdiscordante PD-PC (P1) hasta que la intersección con la línea extrapolada exponencialmente de la tendencia de compactación de la sección prediscordante (LT_PD) (P2) y posteriormente, se tomaron los valores de profundidad de P1 y P2 y se restaron, obteniendo así el valor estimado del espesor erosionado intraformacional correspondiente a esta discordancia PD-PC. Se repitió el paso entre los puntos (P3) y (P4) para la discordancia PC-PB, y entre los puntos (P5) y (P6) para la discordancia PB-PA.																						
	Superficie	PASO 4	Para determinar el espesor erosionado en superficie, se extrapoló exponencialmente la pendiente promedio de la tendencia de compactación de la secuencia más reciente (LT_PA) hasta un tiempo de tránsito de 180 μs/pie (comienzo de la sedimentación según Magara, 1978).																						
		PASO 5	Se tomó la profundidad dada por la intersección de la línea extrapolada exponencialmente de la tendencia de compactación de la sección más reciente evaluada a 180 μs/pie, es decir, se determinó la ecuación logarítmica de la línea de tendencia LT_PA y X se sustituyó por el valor de 180, dando como resultado el valor de la secuencia erosionada en superficie.																						
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>Discordancia</th> <th>Punto de intersección</th> <th>Profundidad</th> <th>Espesor erosionado</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="2">PD-PC</td> <td>P1</td> <td>5670</td> <td rowspan="2">-280</td> </tr> <tr> <td>P2</td> <td>5390</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">PC-PB</td> <td>P3</td> <td>4620</td> <td rowspan="2">-1210</td> </tr> <tr> <td>P4</td> <td>3410</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">PB-PA</td> <td>P5</td> <td>4260</td> <td rowspan="2">-350</td> </tr> <tr> <td>P6</td> <td>3910</td> </tr> </tbody> </table>				Discordancia	Punto de intersección	Profundidad	Espesor erosionado	PD-PC	P1	5670	-280	P2	5390	PC-PB	P3	4620	-1210	P4	3410	PB-PA	P5	4260	-350	P6	3910
Discordancia	Punto de intersección	Profundidad	Espesor erosionado																						
PD-PC	P1	5670	-280																						
	P2	5390																							
PC-PB	P3	4620	-1210																						
	P4	3410																							
PB-PA	P5	4260	-350																						
	P6	3910																							
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th>Discordancia</th> <th>Ecuación obtenida</th> <th>Espesor erosionado en superficie (X=180 μseg/pie)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Superficie</td> <td>$y = -36279\ln(x) + 182220$</td> <td>-6175</td> </tr> </tbody> </table>				Discordancia	Ecuación obtenida	Espesor erosionado en superficie (X=180 μseg/pie)	Superficie	$y = -36279\ln(x) + 182220$	-6175																
Discordancia	Ecuación obtenida	Espesor erosionado en superficie (X=180 μseg/pie)																							
Superficie	$y = -36279\ln(x) + 182220$	-6175																							

ANEXO 5. Fragmentograma m/z 191 y m/z 217 para las muestras de crudo evaluadas.

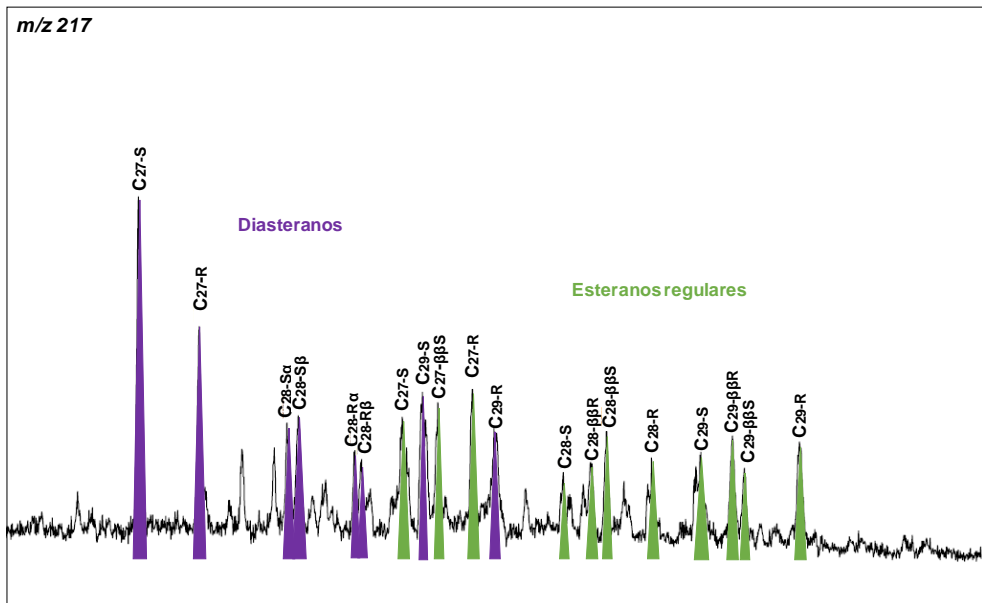
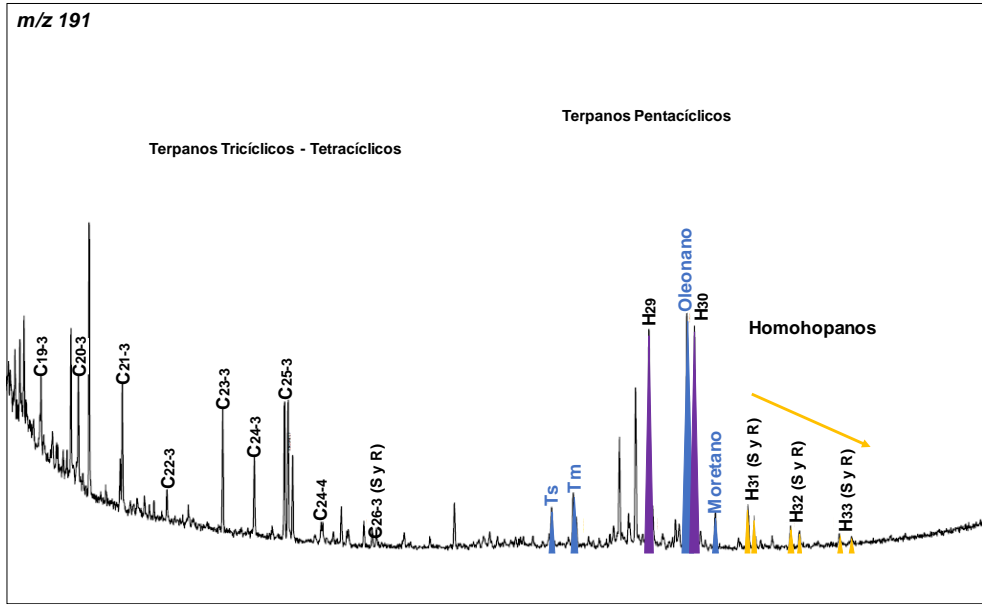
Pozo P3



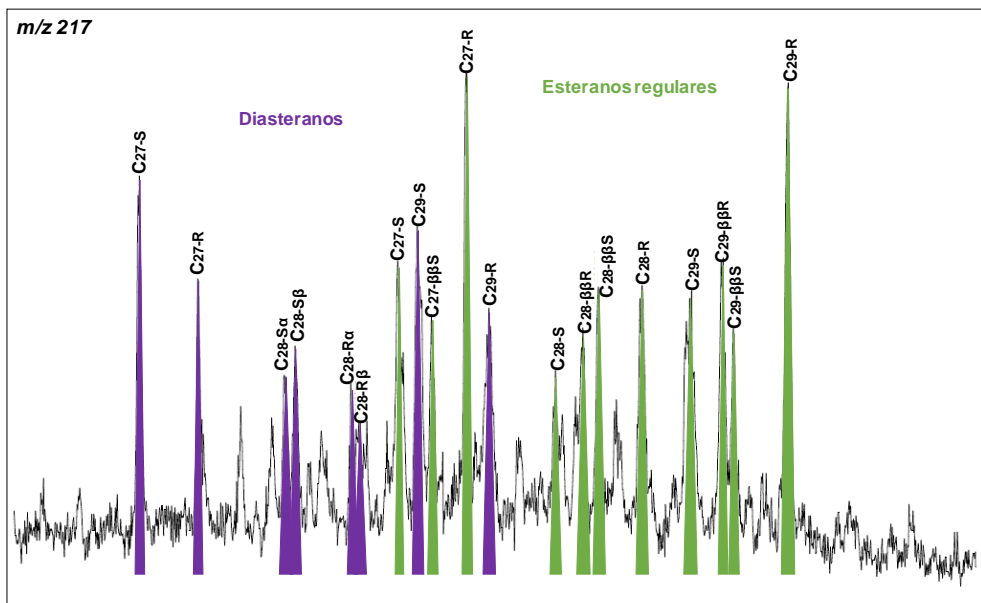
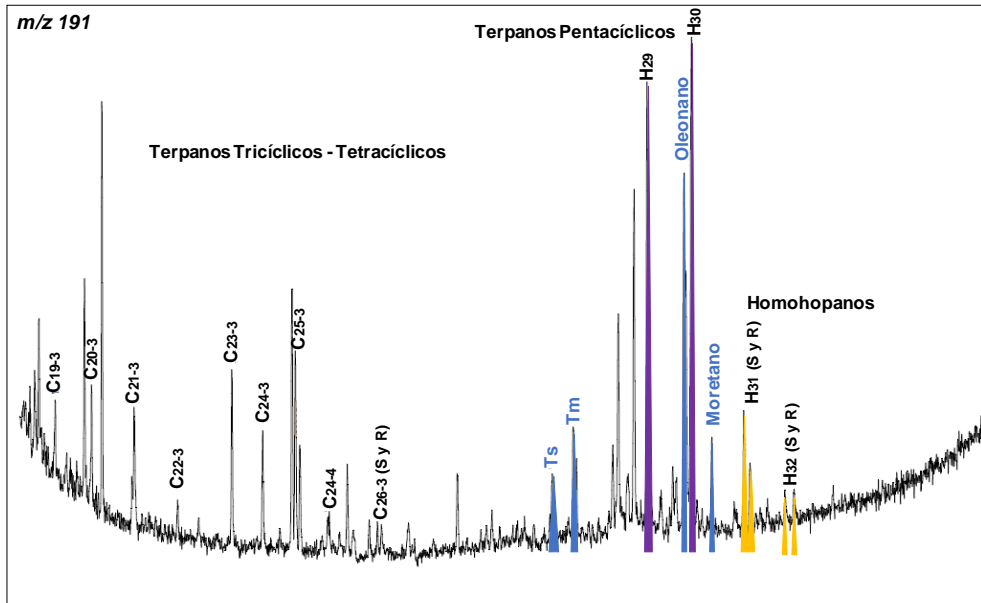
Pozo P4



Pozo P5

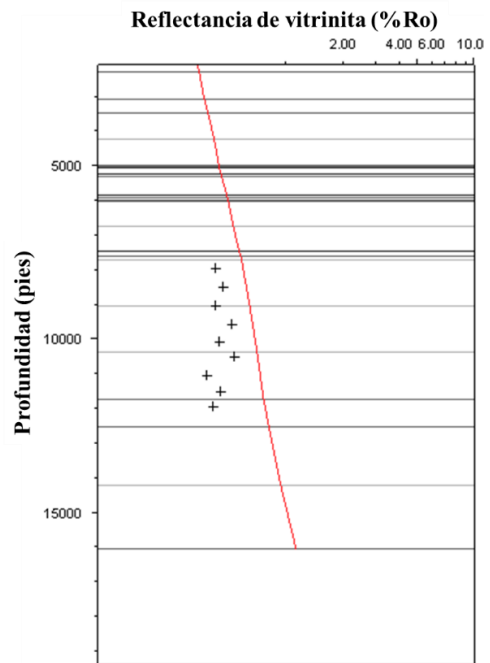
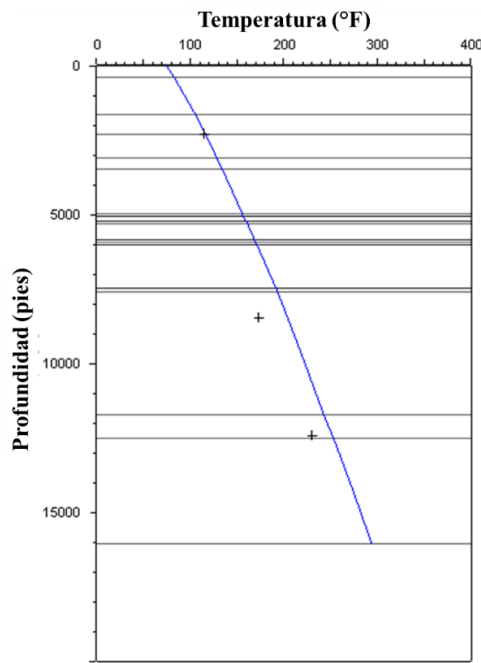
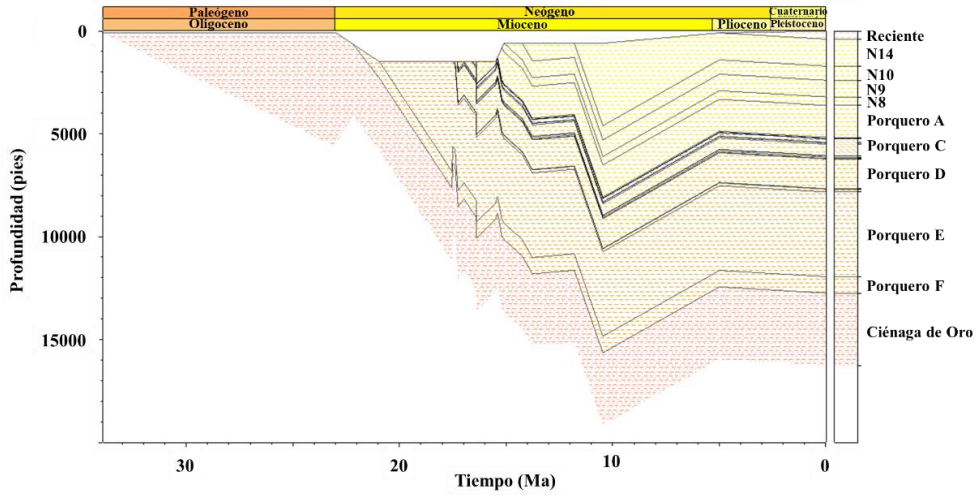


Pozo P6

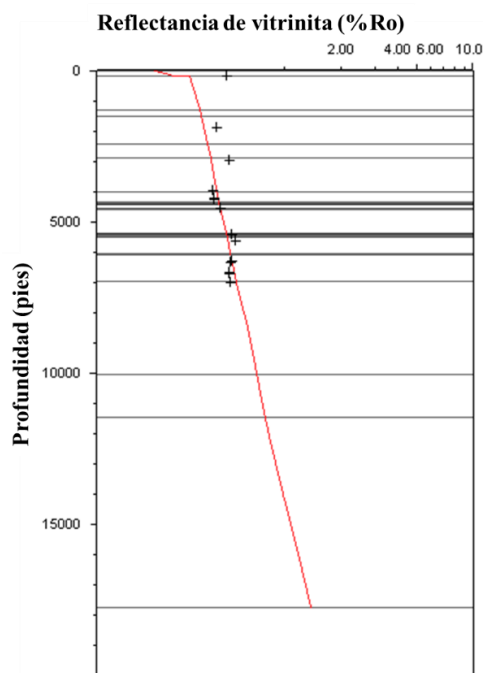
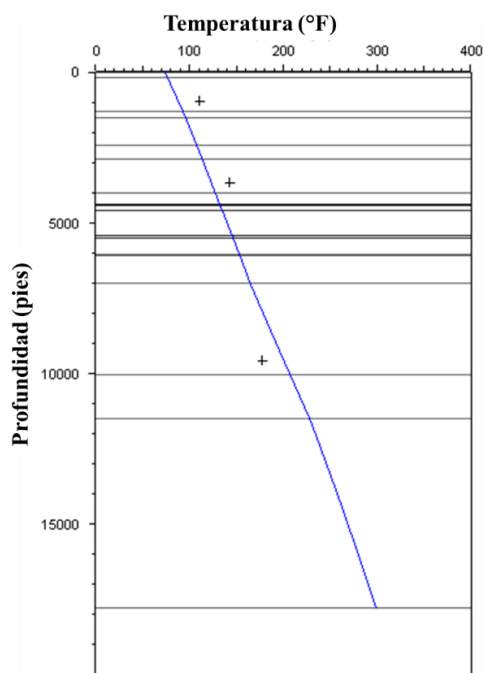
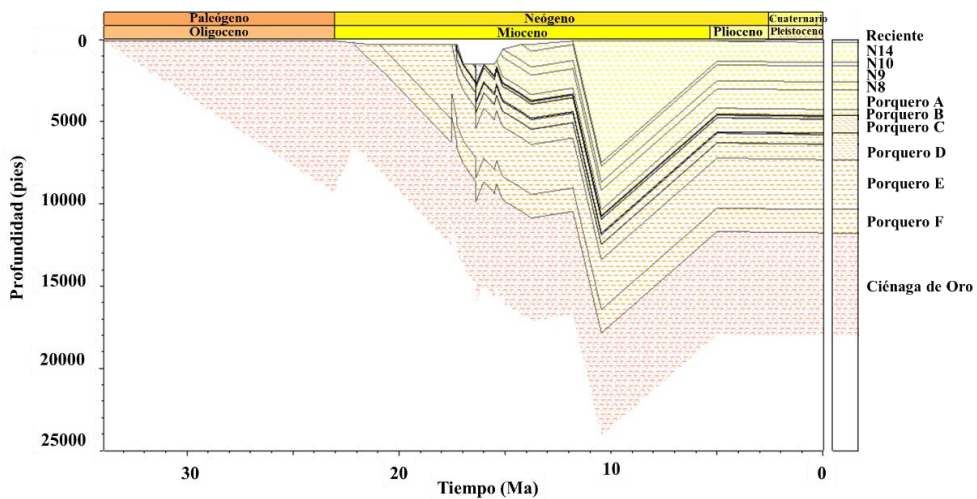


ANEXO 6. Diagramas de soterramiento obtenidos para cada uno de los pozos modelados y curvas de calibración correspondiente.

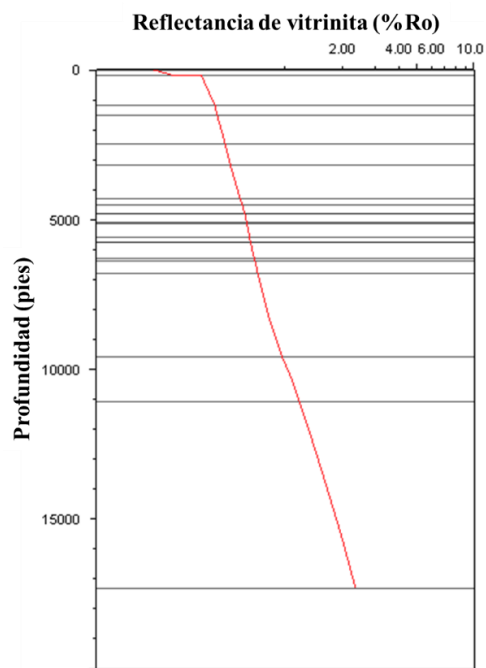
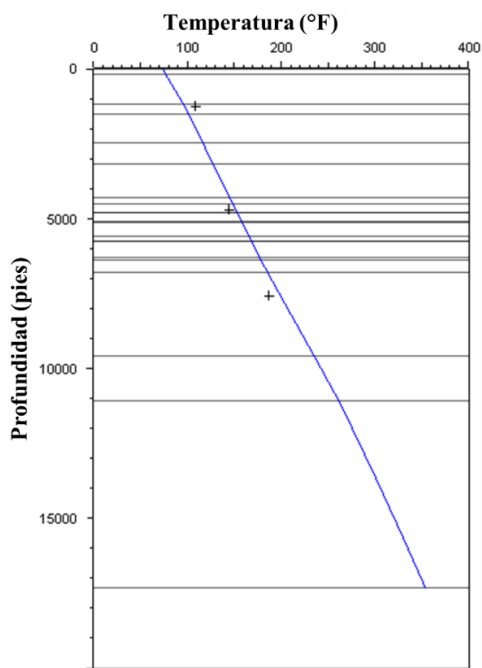
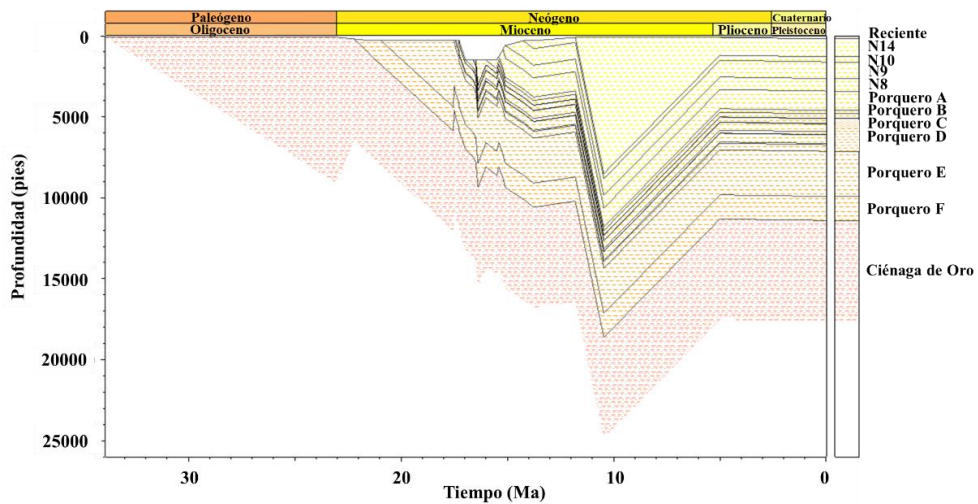
Pozo P2



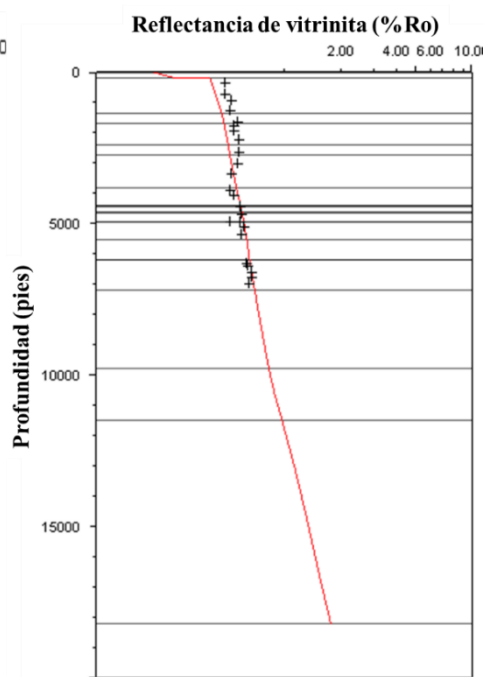
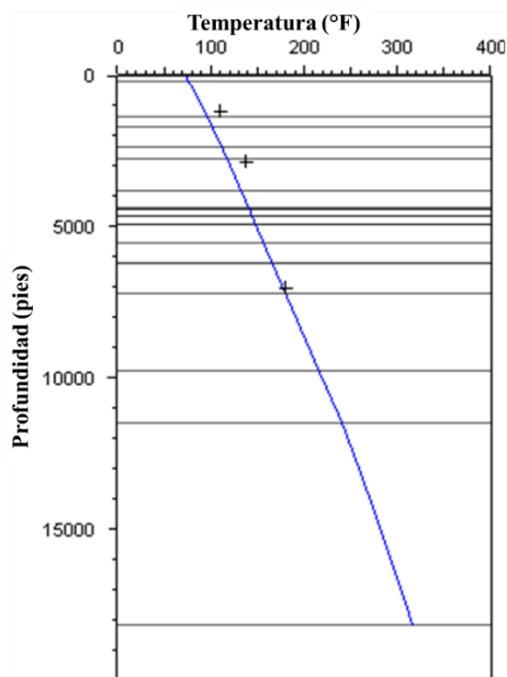
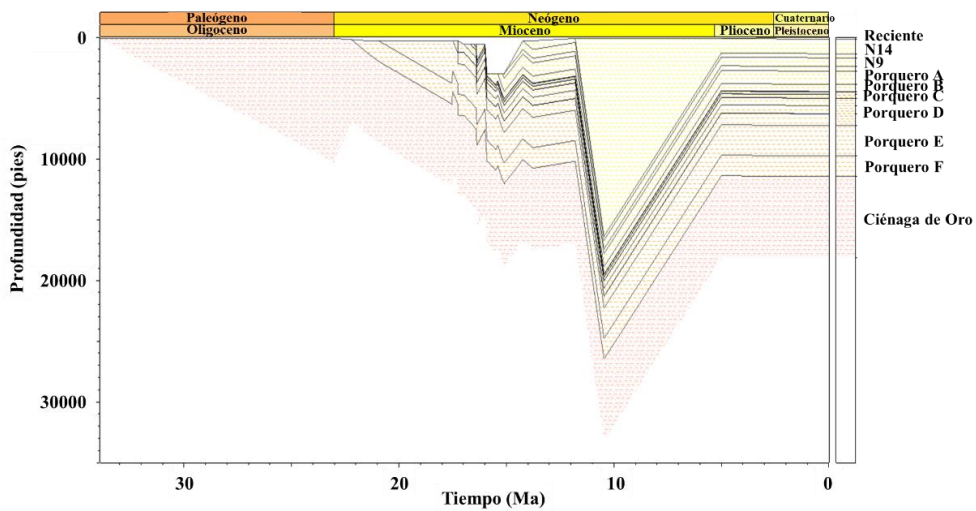
Pozo P3



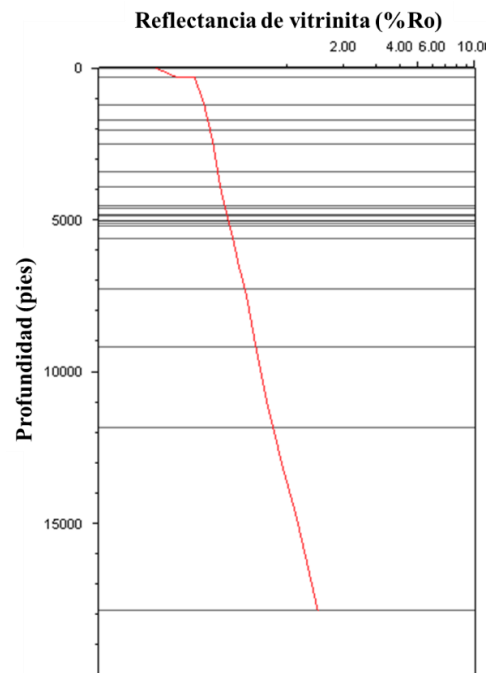
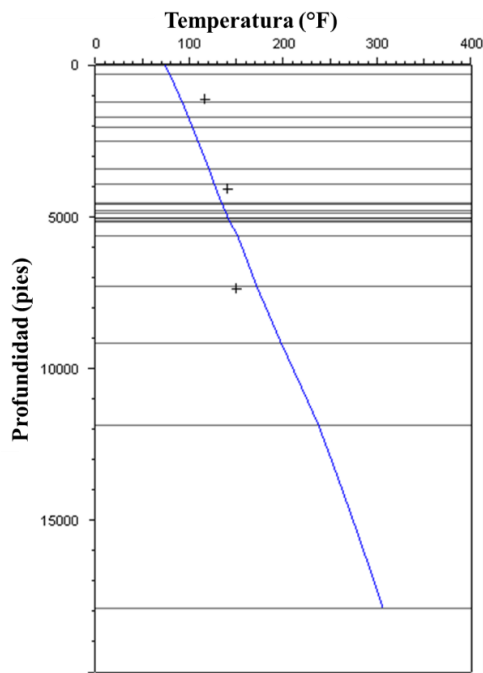
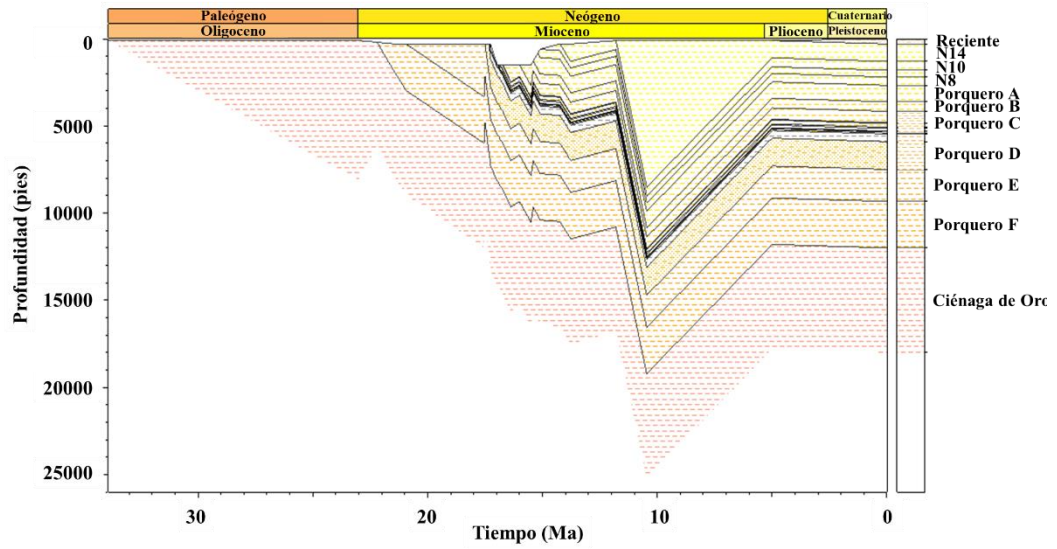
Pozo P4



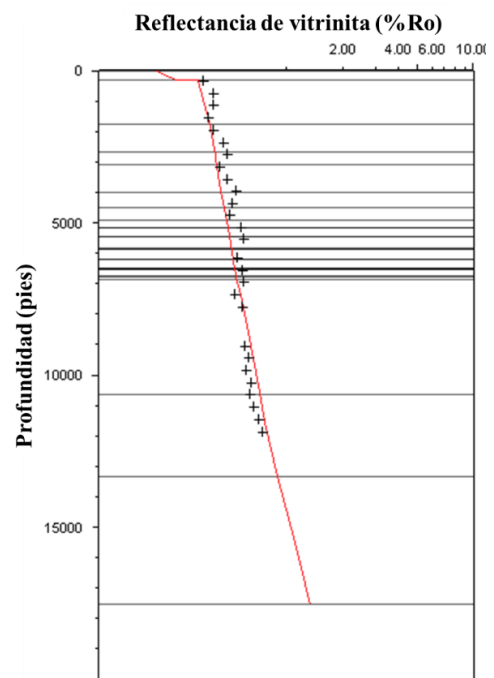
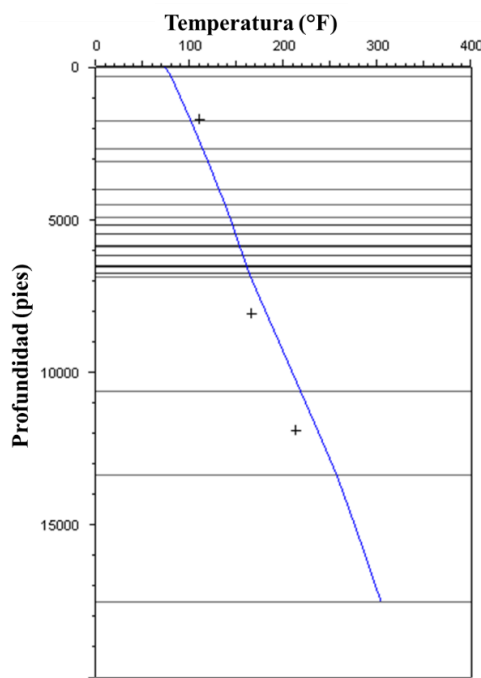
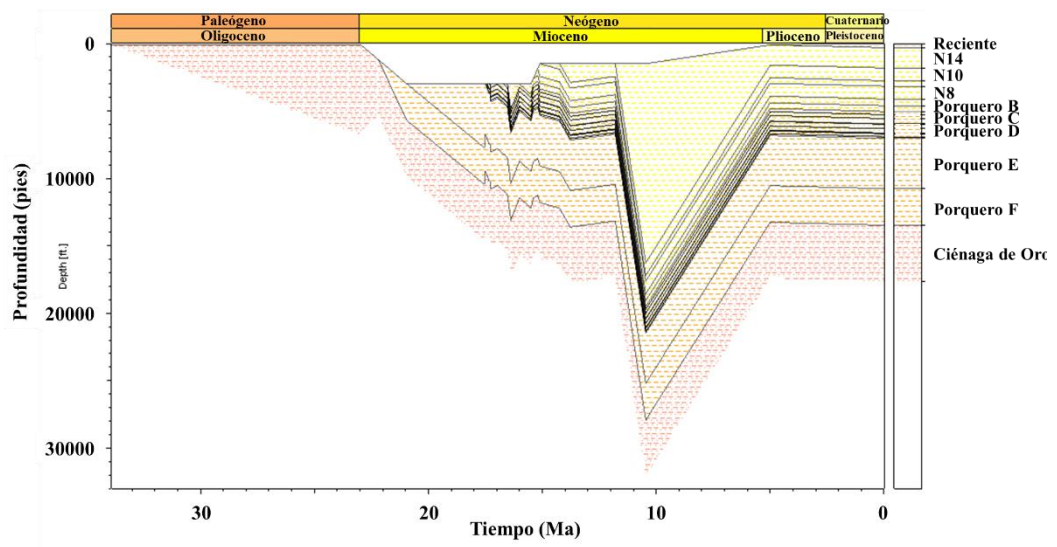
Pozo P5



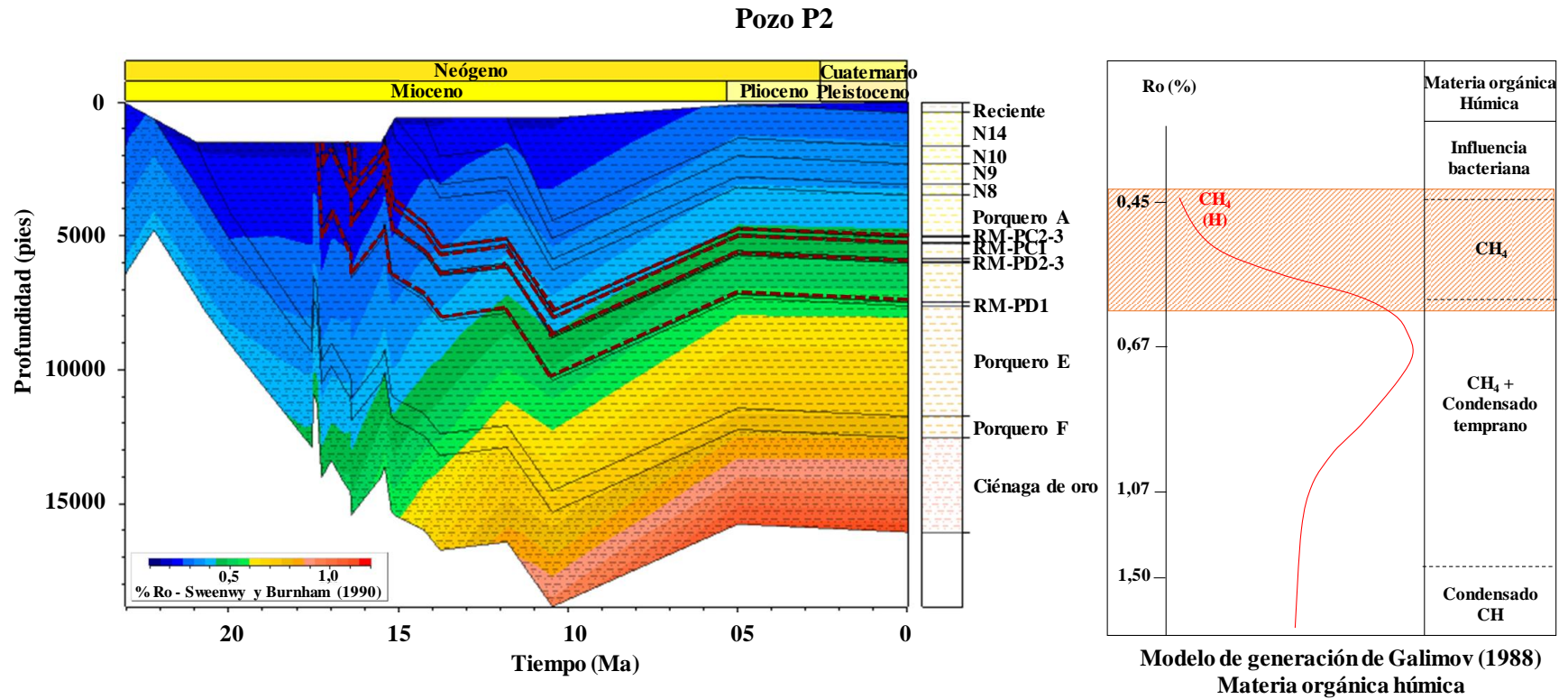
Pozo P6



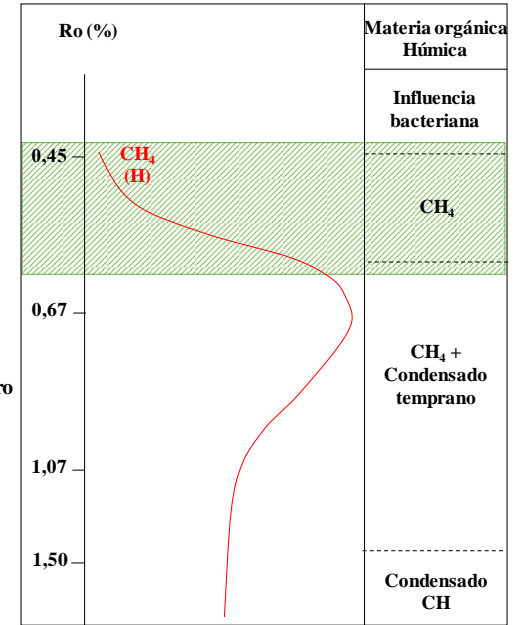
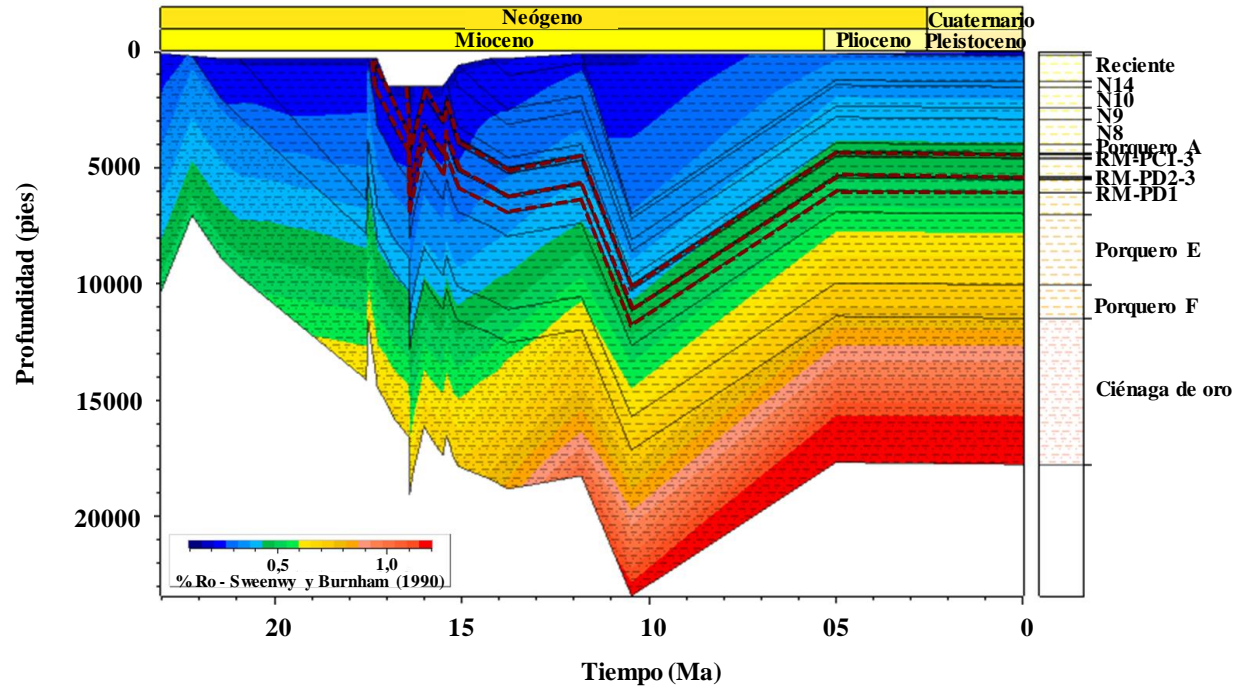
Pozo P8



ANEXO 7. Diagramas de soterramiento con la evolución térmica en función del %Ro obtenido para los pozos modelados.

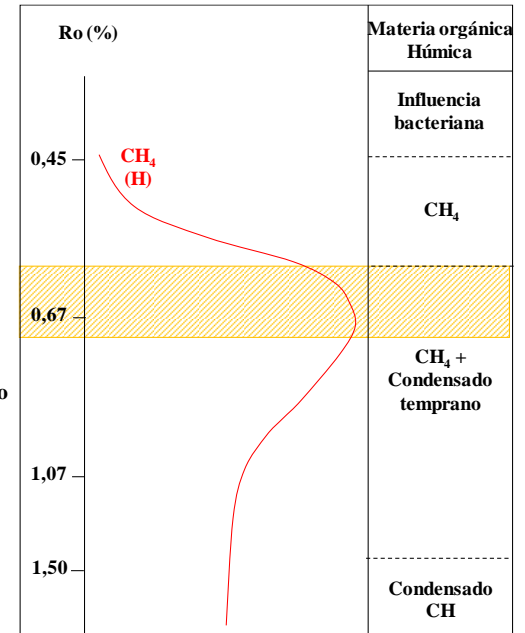
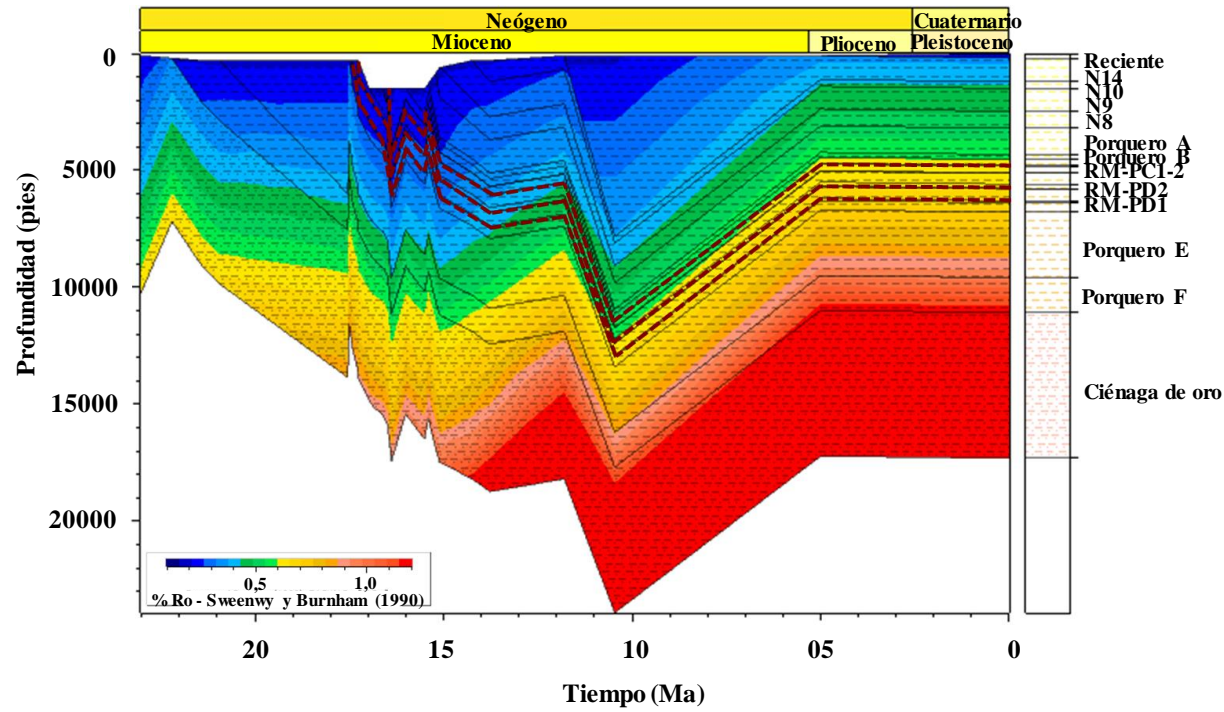


Pozo P3



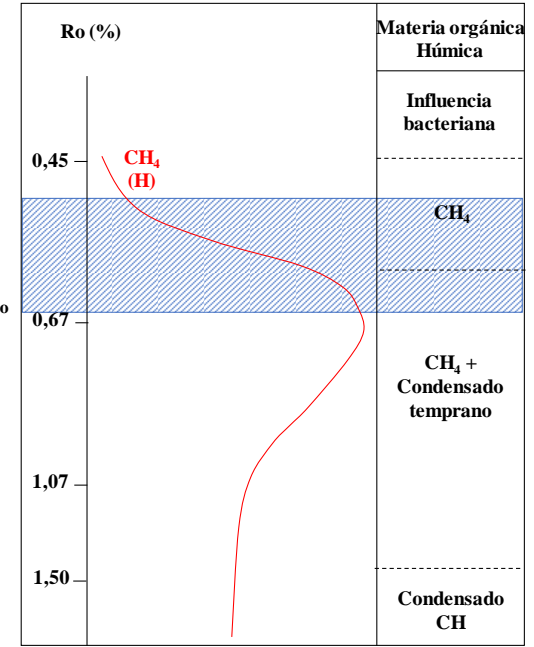
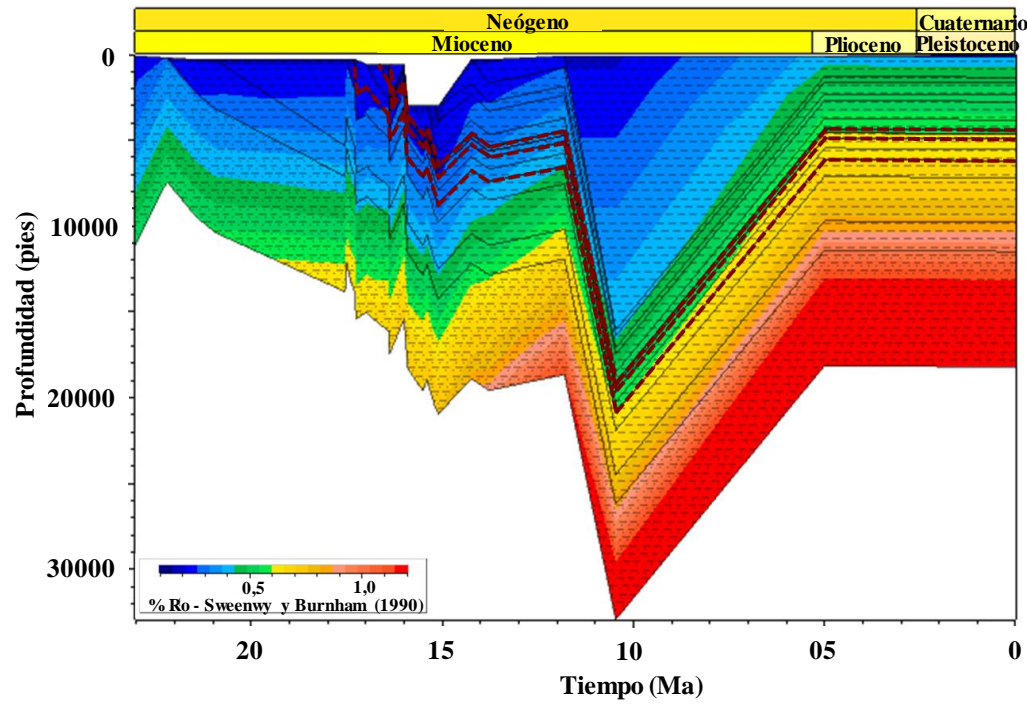
Modelo de generación de Galimov (1988)
Materia orgánica húmica

Pozo P4



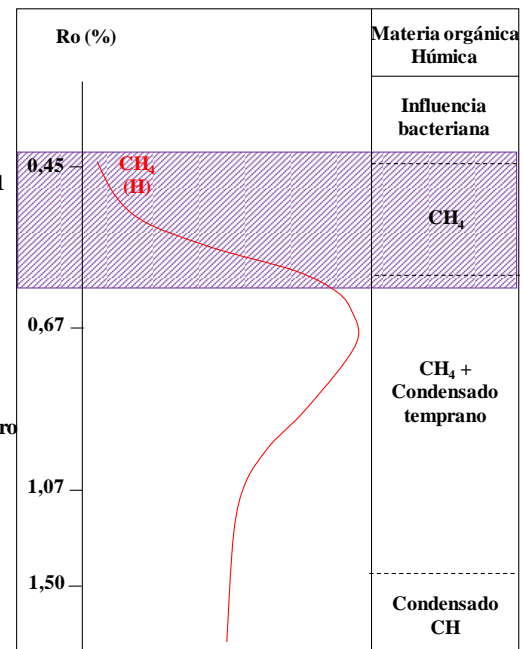
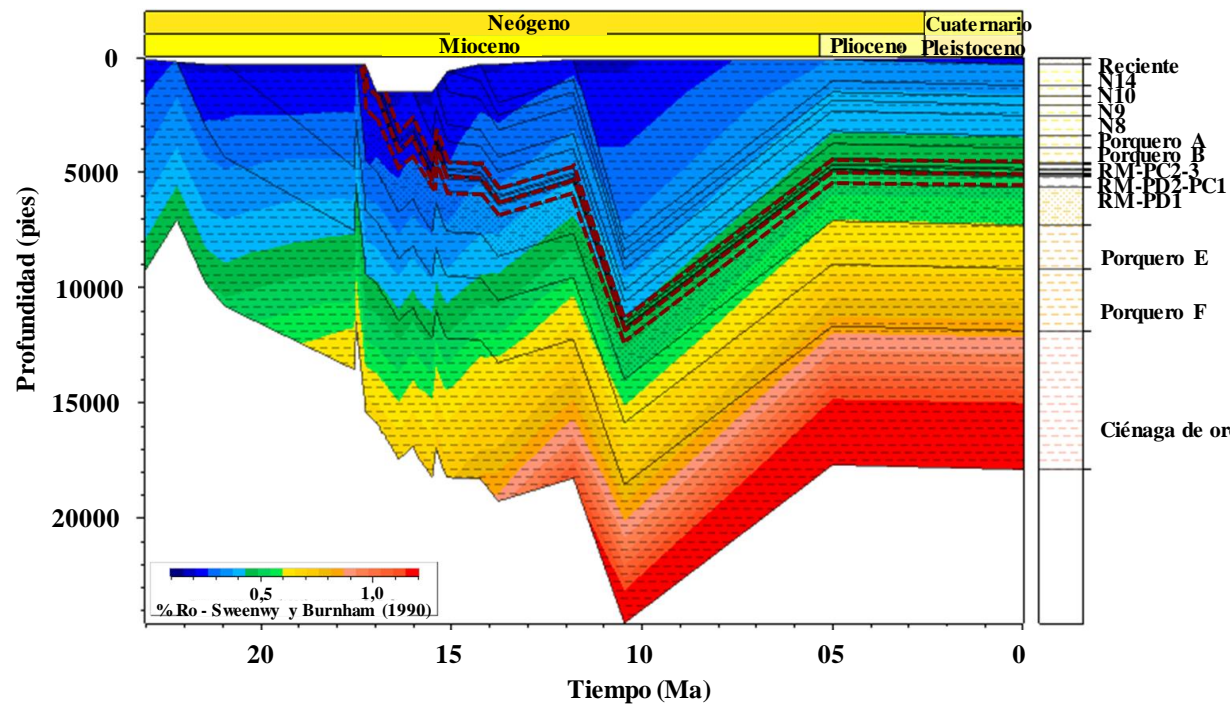
Modelo de generación de Galimov (1988)
Materia orgánica húmica

Pozo P5



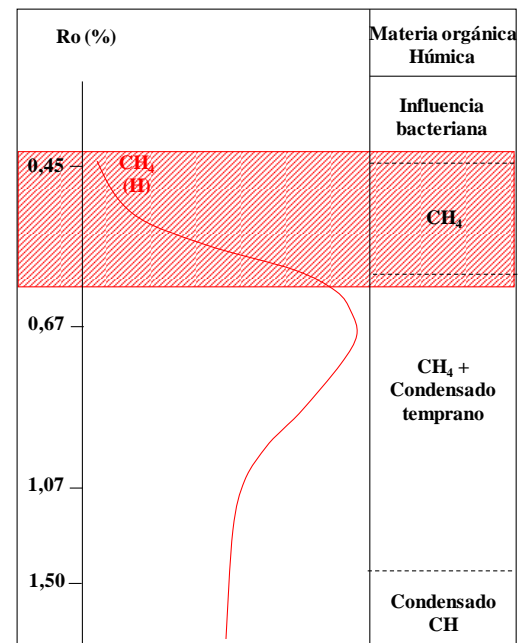
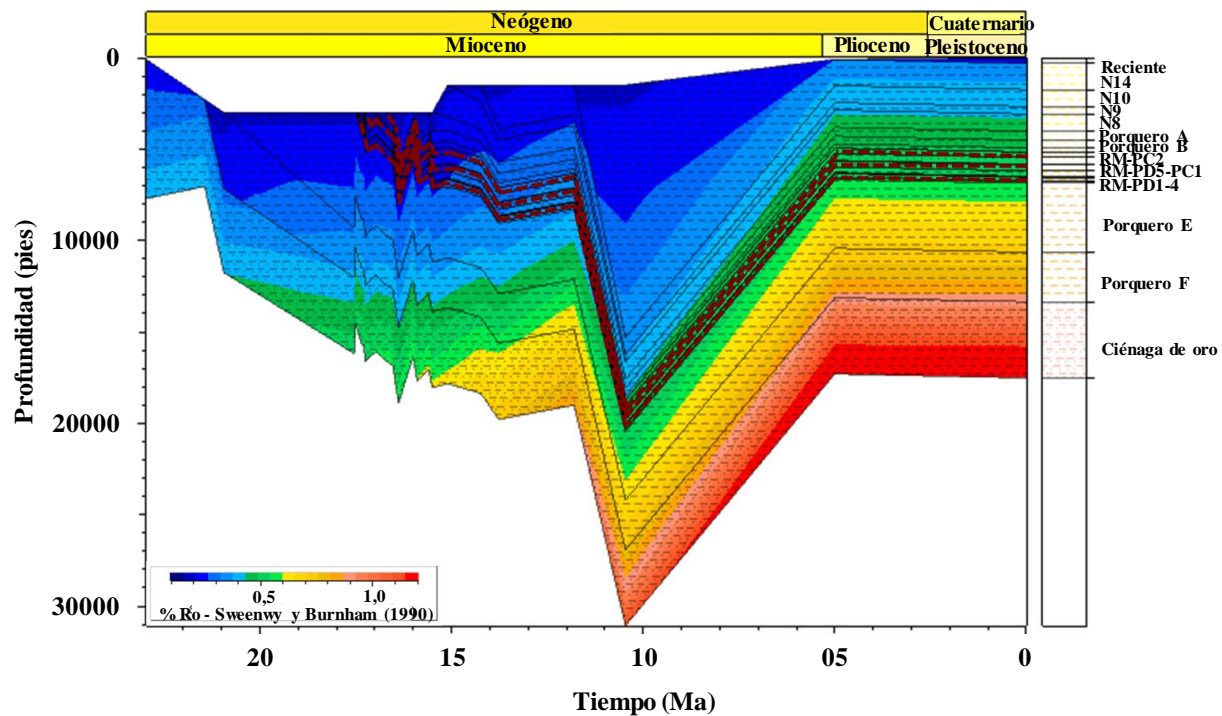
Modelo de generación de Galimov (1988)
Materia orgánica húmica

Pozo P6



Modelo de generación de Galimov (1988)
Materia orgánica húmica

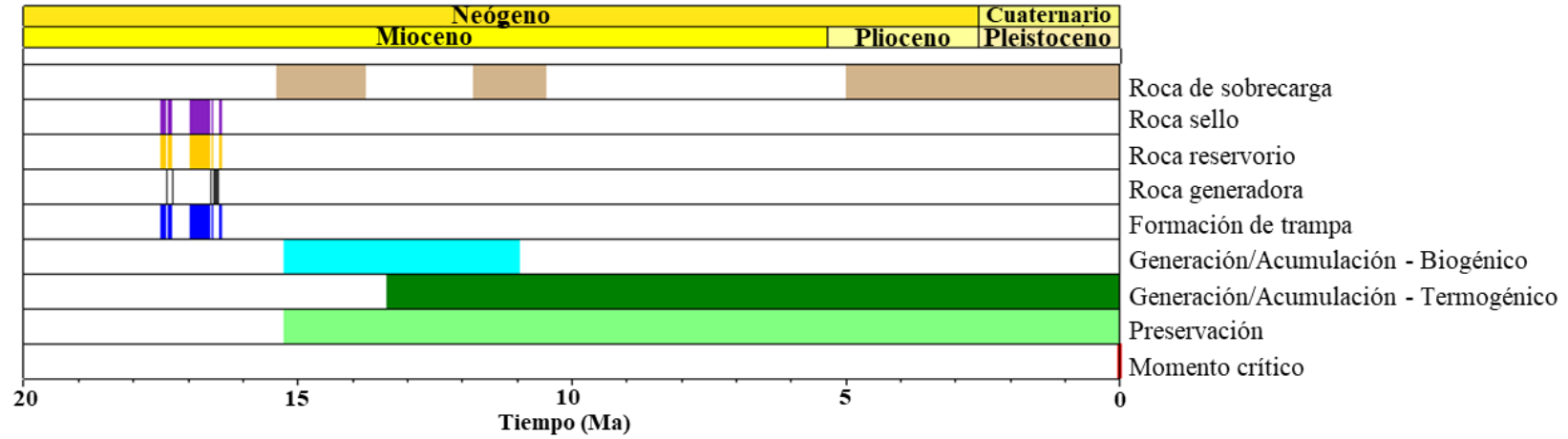
Pozo P8



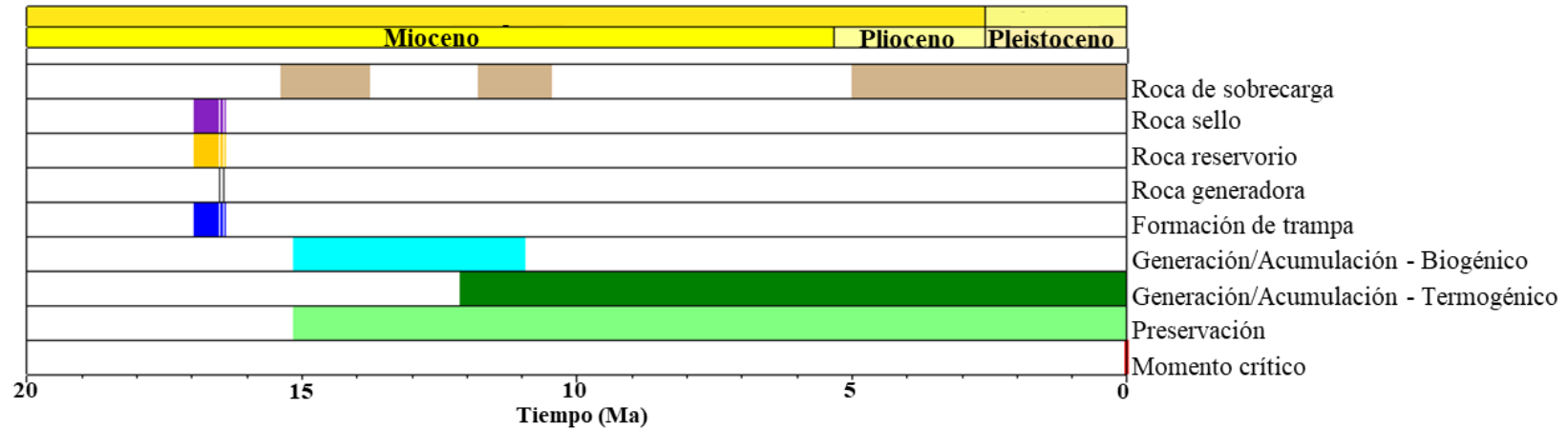
Modelo de generación de Galimov (1988)
Materia orgánica húmica

ANEXO 8. Cartas de eventos del Sistema Petrolero Porquero – Porquero (!) para todos los pozos modelados.

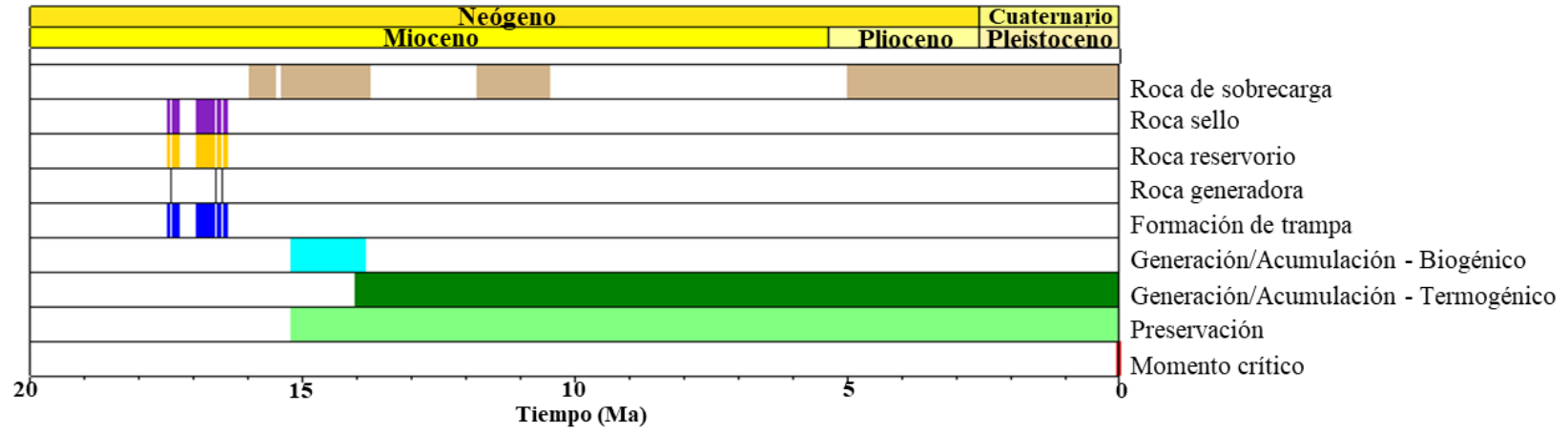
Pozo P2



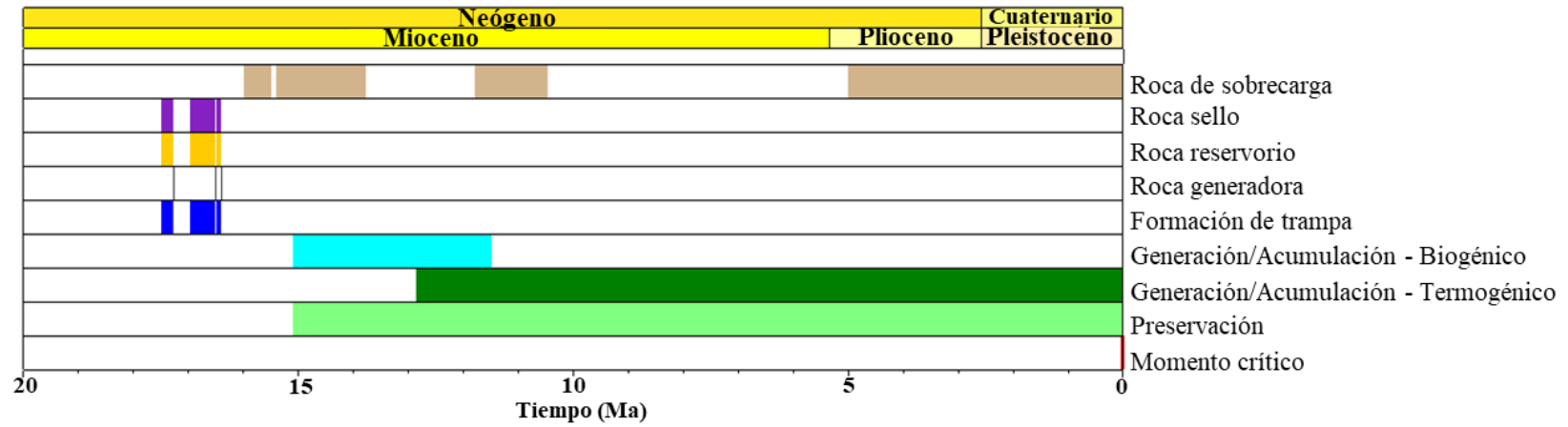
Pozo P3



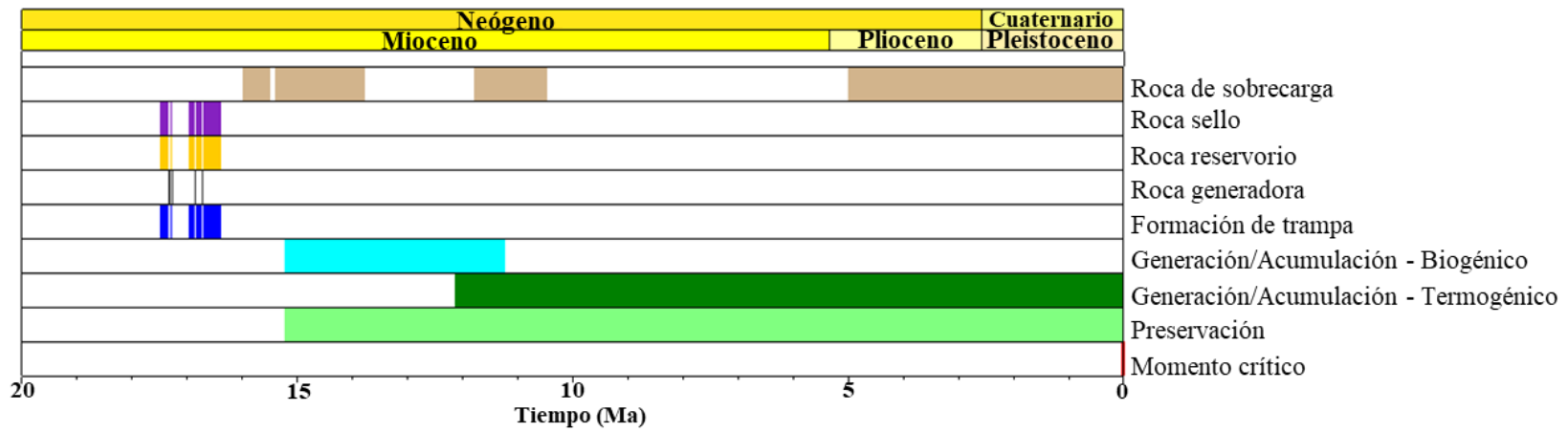
Pozo P4



Pozo P5



Pozo P6



Pozo P8

