



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS-GEOFÍSICAS DE
LOS YACIMIENTOS PETROLEROS EN SECUENCIAS
CALCÁREAS DE CUENCA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERA PETROLERA

PRESENTA:

ROSARIO BERENICE GRESS GOMEZ

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

JOSÉ ALBERTO RAZO PÉREZ

DIRECTOR DE TESIS: ING. JAVIER ARELLANO GIL

MÉXICO DF.

SEPTIEMBRE DE 2013





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE	I
LISTA DE FIGURAS, TABLAS y GRAFICAS	VII
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
CAPÍTULO I.GENERALIDADES	5
1.1 Introducción	7
1.2 Objetivos	8
1.3 Justificación	8
1.4 Importancia Económica	8
1.5 Avances y Retos Tecnológicos	8
1.6 Complejidad del Yacimiento	11
1.7 Clasificación de Yacimientos	12
1.7.1 Yacimientos petroleros por el tipo de roca almacenadora	12
1.7.2 Yacimientos petroleros de acuerdo al tipo de trampa.....	16
1.7.3 Yacimientos petroleros por los hidrocarburos almacenados.....	17
1.7.4 Yacimientos de aceite de acuerdo con la presión original	19
1.7.5 Yacimientos a partir de su mecanismo de producción	19
1.7.6 Yacimientos petroleros de acuerdo con los diagramas de fases	24
1.8 Yacimientos carbonatados naturalmente fracturados	28
1.8.1 Características generales	28
1.8.2 Sistemas de fracturas que presentan los yacimientos carbonatados NF	29
1.8.3 Sistemas de porosidad en los yacimientos carbonatados NF	33
1.8.4 Clasificación de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados	34
1.8.5 Caracterización de los yacimientos carbonatados NF	36
CAPITULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS EN CUENCA	37
2.1 Procesos o mecanismos de producción de sedimentos carbonatados formadores de rocas calizas	39
2.2 Factores que controlan la producción de carbonatos.....	43
2.2.1 Factores físicos	43
2.2.2 Factores químicos	47
2.2.3 Factores biológicos	49
2.3 Aspectos que controlan la sedimentación de carbonatos	49
2.4 Composición de los sedimentos carbonatados formadores de rocas calizas de cuenca	51

2.4.1 Sedimentos carbonatados formados por componentes aloquímicos.....	52
2.4.2 Sedimentos carbonatados formados por componentes ortoquímicos	60
2.5 Zonas de acumulación de carbonatos.....	62
2.5.1 Cuencas sedimentarias.....	64
2.6 Características principales de las rocas calizas	67
2.6.1 Clasificación de las rocas calizas	67
2.6.1.1 Clasificación genética de las calizas	68
2.6.1.2 Clasificación de las calizas por su textura.....	69
2.6.1.2.1 Clasificación de Dunham	69
2.6.1.2.2 Clasificación de Embry y Klován	71
2.6.1.3 Clasificación de las calizas por su textura y composición	72
2.6.1.3.1 Clasificación de Folk	72
2.6.1.4 Clasificación de las calizas debido a factores geológico	74
2.6.1.4.1 Clasificación de Wright	74
2.6.1.5 Clasificación de las calizas por el tipo de porosidad	75
2.6.1.5.1 Clasificación según F. Jerry Lucia.....	75
2.7 Diagénesis de las rocas calizas	76
2.7.1 Etapas diagenéticas	77
2.7.2 Procesos diagenéticos	78
2.7.3 Ambientes diagenéticos	90
2.8 Ambientes sedimentarios.....	95
2.8.1 Clasificación de los ambientes sedimentarios	95
2.8.2 Ambientes sedimentario marino	96
2.8.2.1 Ambiente sedimentario de cuenca	97
2.8.2.2 Procesos sedimentarios formadores de calizas de cuenca	99

2.8.2.2.1 Sedimentación pelágica	99
2.8.2.2.1.1 Factores que controlan la distribución de sedimentos pelágicos	100
2.8.2.2.2 Sedimentos hemipelágicos	103
2.8.2.2.3 Corrientes de contorno del fondo oceánico	104
2.8.2.2.4 Procesos de resedimentación	104
2.8.2.3 Factores que controlan el depósito en el ambiente marino cuenca	106
2.8.2.4 Facies formadas en ambiente de cuenca	108
CAPITULO III. CASOS HISTORICOS	113
3.1 Campo Sen	115
3.2 Campo Pachira	120
3.3 Campo Tajón	123
3.4 Campo Terra	126
3.5 Campo Tamaulipas-Constituciones	131
CAPITULO IV. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN	139
4.1 Principios básicos de la sísmica multicomponente	142
4.1.1 Ondas sísmicas	142
4.1.2 Principios básicos de la prospección sísmica	143
4.1.3 Principios básicos de las ondas convertidas	144
4.1.3.1 Principio de reciprocidad	145
4.1.3.2 Punto de reflexión común para la onda convertida PS	146
4.1.3.2.1 Deducción geométrica del punto de reflexión - conversión.....	147
4.1.4 Importancia de la onda de corte en la sísmica multicomponente.....	152
4.2 Método sísmico multicomponente	155
4.2.1 Adquisición de datos sísmicos multicomponente	156
4.2.2 Pre-diseño y diseño de adquisición sísmico multicomponente	164
4.2.3 Equipo usado para levantamientos sísmicos multicomponente	165
4.2.3.1 Fuentes de energía sísmica	165
4.2.3.2 Receptores	167
4.2.4 La importancia de la sísmica multicomponente en la industria petrolera.....	169
4.2.5 Casos históricos en la industria petrolera	171

4.3 Sismoestratigrafía	175
4.3.1 Método de estudio de la sismoestratigrafía	175
4.3.2 Conceptos fundamentales de la sismoestratigrafía	176
4.3.2.1 Sistemas de depósito (System Tract)	177
4.3.2.2 Secuencias estratigráficas	181
4.3.2.2.1 Límites de secuencias (Sequence Boundary SB)	182
4.3.2.2.1.1 Patrones de terminación en los estratos y su relación con los SB	184
4.3.2.3 Resolución y atributos de datos sísmicos	189
4.3.3 Interpretación sismoestratigráfica	193
4.3.3.1 Secuencias sísmicas	193
4.3.3.2 Facies sísmicas	194
4.3.3.3 Parámetros en la sismoestratigrafía	195
4.3.3.4 Procesos de interpretación	205
4.3.3.5 Interpretación sismoestratigráfica en carbonatos	206
4.3.3.6 Metodología propuesta para la interpretación sismoestratigráfica en yacimientos petroleros carbonatados	207
4.3.3.7 Criterios para identificar las acumulaciones de carbonatos en las secciones sísmicas	209
4.3.3.8 Análisis sismoestratigráfico para secuencias carbonatadas de cuenca	210
CAPITULO V. MÉTODOS DE EXPLOTACIÓN	217
5.1 Perforación bajo balance	220
5.2 Consideraciones geológicas en la perforación bajo balance	222
5.3 Ingeniería de diseño de la perforación bajo balance	224
5.4 Técnica de selección de pozos para perforación bajo balance	226
5.4.1 Presión en el fondo del pozo	226
5.4.2 Sistemas de fluidos empleados en la perforación bajo balance	226
5.4.2.1 Fluidos compresibles	227
5.4.2.2 Fluidos de perforación gaseosos	228
5.4.2.3 Fluidos de perforación en fase líquida	228
5.4.2.4 Fluidos de perforación de dos fases gas-líquido	228
5.4.2.5 Equipo superficial	230

5.4.2.6	Equipo superficial de separación de fases.....	230
5.5	Perforación de bajo balance en secuencias calcáreas de cuenca	232
5.5.1	Metodología para iniciar la perforación bajo balance en secuencias calcáreas de cuenca	233
5.5.2	Programa para perforar bajo balance en calizas de cuenca	235
5.6	Estimulación en yacimientos carbonatados de cuenca	236
5.7	Daño a la formación	239
5.7.1	Causas que originan el daño a la formación	240
5.7.2	Efecto del daño a la formación en la productividad de pozos verticales.....	242
5.7.3	Efecto del daño a la formación en la productividad de pozos horizontales..	243
5.7.4	Mecanismos de daño a la formación	245
5.7.4.1	Interacción roca/fluido	245
5.7.4.2	Migración/taponamiento por partículas finas	245
5.7.4.3	Mecanismos de desplazamiento.....	245
5.7.4.4	Daño asociado a la producción	246
5.7.4.5	Daños de tipo mecánico	246
5.7.4.6	Daños de origen biológico.....	246
5.7.4.7	Daños por estimulación matricial ácida en carbonatos	246
5.7.4.8	Daño por invasión de fluidos	247
5.8	Técnicas básicas de estimulación de pozos.....	248
5.8.1	Estimulación Matricial	248
5.8.1.1	Sistemas de fluidos para una estimulación matricial	248
5.8.1.2	Proceso de acidificación	249
5.8.1.3	Penetración del ácido.....	251
5.8.1.4	Aditivos para ácidos	252
5.8.2	Estimulación matricial en carbonatos	254
5.8.2.1	Acidificaciones a la matriz de formaciones carbonatadas	254
5.8.2.2	Estimulaciones reactivas utilizando ácido clorhídrico (HCL)	254
5.8.2.3	Estimulaciones reactivas utilizando ácidos orgánicos	256
5.8.2.4	Factores que afectan la reacción del ácido con los carbonatos	256

5.9 Diseño de tratamiento ácido matricial en rocas calcáreas	257
5.10 Estimulaciones no reactivas en carbonatos	258
CONCLUSIONES	261
RECOMENDACIONES.....	265
BIBLIOGRAFIA	267

Figuras

CAPÍTULO I. Generalidades

Figura 1.1 _Distribución mundial de hidrocarburos en carbonatos. (Tomado de Schlumberger Market Analysis, 2007)	9
Figura 1.2 _Principales rocas almacenadoras de hidrocarburos, A: Arenisca; B: Lutita; C: Caliza, D: Dolomía (Tomado de http://geologia.byethost7.com/index.htm , 2013).....	14
Figura 1.3 _Roca almacenadora de hidrocarburo tipo ígneo. A: Granodiorita brechiforme; B: Basalto vesicular (Tomado de Oilfield Review, 2009).....	15
Figura 1.4 _Secciones de trampas petroleras originadas por diferentes condiciones geológicas (Tomado de los apuntes de geología de explotación, Arellano Gil, 2008)	17
Figura 1.5 _Esquema que muestra el desplazamiento por expansión de los fluidos (Modificado de Pemex, 2008)	20
Figura 1.6 _Esquema que muestra el desplazamiento por gas en solución (Tomado de http://yacimientos-de-petroleo.lacomunidadpetrolera.com/2008/11/empuje-por-gas-disuelto-en-el.html), 2008)	21
Figura 1.7 _Yacimientos con casquete de gas (Modificado de PEMEX, 2008)	21
Figura 1.8 _Desplazamiento por entrada de agua (Modificado de PEMEX, 2008).....	22
Figura 1.9 _Desplazamiento por segregación gravitacional. (Tomado de http://robertyaci.blogspot.mx/2009/11/mecanismos-de-produccion.html , 2009)	23
Figura 1.10 _Desplazamiento combinado. (Modificada de PEMEX, 2008)	23
Figura 1.11 _Diagrama de fase presión-temperatura de un yacimiento. (Tomado de Oilfield Review, 2007/2008).....	24
Figura 1.12 _Modelo representativo de doble porosidad que dominan el flujo de fluidos en yacimientos naturalmente fracturados (Tomado de la tesis “Discretización de la porosidad de los yacimientos naturalmente fracturados”, Lugo Ruiz; 2010).....	29
Figura 1.13 _Esquema que muestra los planos de fractura obtenidos en pruebas de laboratorio. (A): Fracturas de extensión (B y C): Fracturas de cizalla (Tomado de Nelson, 2001)	30
Figura 1.14 _Tipos de fracturas por su ocurrencia natural y experimental. Fractura tectónica (A: Plegamiento, B: Falla normal, E: Falla inversa), C: Fractura regional, D: Fractura de contracción (desección) (Tomado de presentaciones de clase “geología estructural”, Padilla y Sánchez, 2011; Amaya Santiago, 2010).....	31
Figura 1.15 _Clasificación de fracturas por su morfología; A: Fracturas abiertas y totalmente llenas, en caliza tipo mudstone; B: Fractura completamente cerrada, en caliza tipo mudstone; C: Fracturas incompletamente llena, en caliza tipo mudstone; D: Fracturas por cavidades o vórgulos; E: Fracturas deformadas (Tomado de la tesis “Importancia de las fracturas en diferentes aplicaciones de la geología” Romero	

Miranda, 2011; Apuntes de la asignatura de geología de yacimientos naturalmente fracturados” Amaya Santiago, 2010)	32
Figura 1.16 _Tipos de porosidad; A: Porosidad ítergranular; B: Porosidad ítercristalina; C: Porosidad en vúgulos; D: Porosidad por fractura (Tomado de www.gmg.unizar.es , 2005; presentación de registros geofísicos de pozo, Martell Andrade, 2012)	34
Figura 1.17 _Sistema de clasificación de yacimientos naturalmente fracturados. (Tomado de Oilfield Review, 2006	35

CAPÍTULO II. Secuencias de Calizas de Cuenca

Figura 2.1 _Diagrama que muestra fragmentos de carbonatos formados por la acción de la erosión mecánica (Tomado de Folk y Robles, 1964)	42
Figura 2.2 _Diagrama que muestra fragmentos de carbonatos formado debido a la bioerosión (Tomado de Folk y Robles, 1964)	43
Figura 2.3 _Profundidad de compensación de carbonato de calcio (PCC), donde abajo de la CCD el agua tiene más CO ₂ lo cual disuelve al carbonato de calcio. (Modificado de http://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/AmbSedMar.pdf ,2005)	44
Figura 2.4 _Relación entre la profundidad y la producción de carbonatos. La producción es más significativa en la zona de saturación de luz (Tomado de Nichols, 1999)	46
Figura 2.5 _Efecto de la salinidad en crecimiento de plantas y animales en ambientes marinos. El incremento o disminución de la misma reduce de forma significativa la diversidad de organismos (Tomado de Heckel, 1972)	48
Figura 2.6 _Concentración de nutrientes en aguas superficiales del océano y su efecto sobre la biota marina, modificado por Hallock 2001 (Tomado de Schlager, 2005)	48
Figura 2.7 _Factores biológicos. A: organismos que estimulan la precipitación de carbonato de calcio; B: forma de los crecimientos (Tomado de Handford, 2004)	49
Figura 2.8 _Distribución mundial de la producción de carbonatos (Tomado de Broecker 1974)	50
Figura 2.9 _Componentes de las rocas carbonatadas. (Tomado de Handford, 2004; Flugel E., 1982)	51
Figura 2.10 _Componentes texturales no esqueletales, A: Oolito con gruesos cristales radiales de aragonita fibrosa entremezclados con capas de aragonita tangencial muy finamente cristalina; B: Intraclastos mal seleccionados cementados por calcita (Espatita);C: Caliza de peletes; D: Peloides forma ovoidal, compuestos por micrita con una estructura interna masiva; E: Pisolitos. (Tomado de Scholle, P.A., 1978; Pettijohn, F.J., 1975; Friedman, 1978)	53
Figura 2.11 _Ejemplos de algunos foraminíferos planctónicos (1. Neogloboquadrina pachyderma (forma dextral) y 2. Globigerina bulloides) y bentónicos (3. Buliminella elegantissima y 4. Nonionell pulchella) (Tomado de Revista chilena de historia natural v.73; 2000)	55
Figura 2.12 _Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueletales de bivalvos y gasterópodos (Tomado Arche et al. 1992; E. Adams y colaboradores “Atlas de rocas sedimentarias”, 1997)	55

Figura 2.13 _Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos de braquiópodos (Tomado Arche et al. 1992; E. Adams y colaboradores “Atlas de rocas sedimentarias”, 1997)	56
Figura 2.14 _Estromatopóridos masivos y corales interconectados en posición de crecimiento en matriz de tipo wackestone. (Tomado de Sánchez de la Torre y M. Manjon; 1976)	56
Figura 2.15 _Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos de Radiolarios. (Tomado de Schlager, 1997)	57
Figura 2.16 _Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos de Equinodermos (Tomado de Arche et al.; 1992; E. Adams Atlas de rocas sedimentarias, 1997; Revista mexicana de ciencias geológicas vol.29 no.2; 2012)	58
Figura 2.17 _Caliza del cretácico de la Formación Tamabra, en México. Se observan distintos tipos de algas rojas (Tomado de Handford, 2004).....	59
Figura 2.18 _Esquema representativo de la paleoecología de ambientes carbonatados marinos (Tomado de http://www.usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/61-AmbS.pdf , 2000)	60
Figura 2.19 _Fango de calcita microcristalina, A: Micrita; B: Mudstone(mícrita fosilífera); C: Wackestone (matriz de micrita) (Tomado Scholle, P.A., 1978; E. Adams Atlas de rocas sedimentarias, 1997)	61
Figura 2.20 _Cemento de calcita espática, A: Espatita entre partículas redondeadas; B: Cemento de calcita espática (esparita) C: caliza en la cual la matriz está compuesta por pseudoesparita de grano fino (Tomado de Baturst, R.G.C., 1975; E. Adams y colaboradores.; “Atlas de rocas sedimentarias”, 1997)	61
Figura 2.21 _Esquema de los mares epicontinentales (epiricos) y pericontinentales (plataforma). A) Características generales; B) Laguna entre un margen de bloque continental y un arrecife; C) banco somero sumergido que es rodeado por aguas más profundas (Tomado de Friedman, 1978)	63
Figura 2.22 _Principales zonas de acumulaciones de carbonatos (Modificada de James 1979) (Tomado de Arche, 1992)	64
Figura 2.23 _Factores que controlan el registro sedimentario (Tomado de Urien y Zambrano 1996)	65
Figura 2.24 _Elementos geométricos de una cuenca (Tomado de Holdsworth et al: 2001)	65
Figura 2.25 _Clasificación de cuencas (Modificado de A.Allen, R.Allen; 2005)	66
Figura 2.26 _Clasificación genética de las rocas calizas (según Pettijohn, F.J., 1975) (Tomado de Vera Ocampo, 2010)	69
Figura 2.27 _Clasificación de rocas carbonatadas propuesta por Dunham (1962).(Tomado de M. AHR; “Geology of Carbonate Reservoirs”, 2008)	69
Figura 2.28 _ Ampliación de la clasificación de Dunham (1962) propuesta por EMBRY y KLOVAN (1971) (Tomado de http://www.petroleoamerica.com/2011/04/geologia-decarbonatos.html , 2011).....	71

Figura 2.29 _ Clasificación de las calizas por su composición según Folk (1959,1962) (Modificado de Tucker, 1981) (Tomado de Arche et al., 1992)	72
Figura 2.30 _Sistema de clasificación textural y composicional de las rocas carbonatadas según Folk (1959,1962) (Tomado de Adams, 1997	73
Figura 2.31 _Rango textural de las rocas carbonatadas. En general, los sedimentos de baja energía están a la izquierda con sedimentos sucesivamente de alta energía hacia la derecha (Folk, 1962) (Tomado de http://www.petroleoamerica.com/2011/04/geologia-decarbonatos.html , 2011).....	73
Figura 2.32 _Clasificación de las calizas según Wright (1992) (Tomado de Nieto Albert, 1997) .	74
Figura 2.33 _Clasificación geológica y petrofísica del espacio poroso en función del tamaño y selección de granos y cristales (Tomado de F. Lucia, 2007)	75
Figura 2.34 _Clasificación de rocas calizas adaptado de Dunham y Lucia (Tomado de Oilfield Review, 2001).....	76
Figura 2.35 _Texturas más comunes del cemento calcítico. A: Fibroso; B: Granular(blocky); C: Sintaxial; D: Micrítico; E: Mosaico (drusy); F: Fibroso radiaxial (Tomado de F. Jerry Lucia, 2007)	81
Figura 2.36 _Cambios en la permeabilidad y en la presión capilar debido a la disminución del espacio poroso por efectos de la cementación. (Tomado de F. Jerry Lucia, 2007)	81
Figura 2.37 _Factores que influyen en la generación del proceso de disolución (Tomado de Lugo Ruiz, 2010)	83
Figura 2.38 _Tipos de neomorfismo: 1) neomorfismo porfiroide. 2) neomorfismo coalescente. Las etapas finales de ambos casos no son diferenciables (Folk, 1965) (Tomado de Arche, 1992)	85
Figura 2.39 _En los sedimentos marinos los lodos carbonatados contienen mucha calcita magnesiana. Cuando éstos litifican a micrita, cada poliedro de calcita se piensa está rodeado por iones Mg que impiden el crecimiento lateral más allá de algunas micras. Si el sedimento es lavado por agua dulce se remueve el Mg y se produce la recristalización a microesparita gruesa (Folk, 1974) (Tomado de Arche, 1992)	86
Figura 2.40 _Reemplazamiento. A: Reemplazo de ooides por sílice (cuarzo); B: Reemplazo de la caliza por cristales euhedrales ferrosa (rica en hierro) en dolomita (Tomado de Handford, 2006	86
Figura 2.41 _Aproximadamente el 30-40% de todas las calizas se han dolomitizado. A: Microfacies de dolomías mostrando el desarrollo de cemento dolomítico. El color marrón en los cristales de dolomitas está asociado a impregnación de hidrocarburos; B: dolomita con alto grado de porosidad con impregnaciones de hidrocarburos (Tomado de Lugo Ruiz, 2010; Handford, 2006).....	87
Figura 2.42 _Esquema (simplificado) de la historia de un proceso de dolomitización-dedolomitización (Evamy, 1967) (Tomado de Arche, 1992)	88
Figura 2.43 _Proceso de micritización según Bathurst (1975) (Tomado de Arche, 1992)	89
Figura 2.44 _Factores diagenéticos (Tomado de Lugo Ruiz, 2010).....	90

Figura 2.45 _ Esquema que muestra las principales zonas diagenéticas en función del origen el agua intersticial y de la profundidad (Tomado de Arche et al., 1992)	90
Figura 2.46 _ En el esquema A se muestran las zonas del ambiente diagenético meteórico; B: Esquema que muestra las zonas del medio ambiente meteórico poco profundos en una isla ideal de arenas carbonatadas permeables. Sin escala, pero la distancia vertical podría representar decenas de metros y la horizontal algunos kilómetros (Longman, 1980); C: Muestra la zona vadosa de agua y la distribución de las áreas de disolución y precipitación (Longman, 1980) (Tomado de Handford, 2006 y Arche, 1992).....	91
Figura 2.47 _Ambientes diagenéticos de sedimentos carbonatados (Tomado de Blatt 1972; Flugel, 1982 y Tucker, 1990).....	94
Figura 2.48 _Zonas marinas (Tomado de http://elmundooceanico.blogspot.mx/ ; 2005).....	97
Figura 2.49 _Diagrama idealizado de las diferentes cuencas marinas (Tomado de Einsele; 1992)	98
Figura 2.50 _Ambientes sedimentarios asociados a cada batimetría (Tomado de http://geologiadeexplotacion.files.wordpress.com , 2012)	98
Figura 2.51 _Distribución de los sedimentos pelágicos en los océanos que están fuertemente influenciados por los efectos de la presión relacionada con la profundidad y de la solubilidad de los carbonatos. Por debajo de la profundidad de compensación las partículas de calcita se disuelven y solo prevalecen concentraciones de sílice y de arcilla (Modificado de Gary Nichols, 1999)	101
Figura 2.52 _ A: Modelo que muestra la relación entre el suministro de pelágica de carbonato esquelético y disolución en el Pacífico sureste (de Jenkins, 1986); B: Se muestra el nivel de compensación de la aragonita comparada con el CCD en el océano atlántico (Modificado de Department of Earth Sciences, University of Oxford, 1996; E. Tucker y colaboradores, 1990)	101
Figura 2.53 _ Posición del CCD en los principales océanos del Plioceno-Cuaternario por Ramsay (1977) y Leggett (1985) (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990)	102
Figura 2.54 _Distribución global de los principales sedimentos pelágicos y de otro sedimentos en el piso oceánico (Jenkyns, 1986) (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990).....	103
Figura 2.55 _Clasificación de flujos de sedimentos por gravedad por Middleton y Hampton, 1976 (Tomado de http://eprints.ucm.es , 2010)	105
Figura 2.56 _Procesos y depósitos presentes el ambiente sedimentario profundo de cuenca. (Tomado de http://www.accessscience.com ; 2012)	106
Figura 2.57 _Modelo estándar de facies de Wilson (1975) (Tomado de Schlager, 2005)....	108
Figura 2.58 _Serie de litofacies pelágicas, que son resultado de las variaciones de la profundidad, actividad orgánica y por el contenido de arcilla (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990)	109
Figura 2.59 _Condiciones paleotopograficas para el desarrollo de las litofacies pelágicas(Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990)	110

Figura 2.60 _Zonas donde se desarrollan las facies pelágicas
(Tomado de Einsele, 2000)..... 112

CAPÍTULO III. Casos Históricos

Figura 3.1 _Ubicación del Campo Sen (Tomado AIPM, 2010) 115

Figura 3.2 _Columna geológica tipo del campo Sen (Tomado de PEMEX, 1999) 116

Figura 3.3 _Sección estructural tipo del campo Sen (Tomado de PEMEX, 1999) 117

Figura 3.4 _Sección sísmica que muestra la complejidad estructural y la presencia de sal en el área (Tomado de AIPM, 2010) 118

Figura 3.5 _Mapa de localización del campo Pachira (Tomado de PEMEX, 2011)..... 120

Figura 3.6 _Columna estratigráfica del campo Pachira (Tomado de PEMEX, 2011) 121

Figura 3.7 _Roca almacén del yacimiento del Albiano-Cenomaniano.
(Tomado de PEMEX,2011)..... 122

Figura 3.8 _Ubicación del pozo Tajón- Tabasco en la llanura costera del Golfo de México (Tomado de PEMEX, 2008) 124

Figura 3.9 _Configuración estructural de la cima del Cretácico Inferior en el campo Tajón. La mitad inferior se localiza en Tierra y la superior en mar.
(Tomado de PEMEX, 2008)..... 124

Figura 3.10 _Sección sísmica en profundidad mostrando la complejidad estructural-estratigráfica en el yacimiento Cretácico del campo Tajón (Tomado de PEMEX, 2008) 125

Figura 3.11 _Ubicación del campo Terra en el estado de Tabasco.
(Tomado de PEMEX, 2010) 126

Figura 3.12 _Ubicación de pozos en el campo Terra (Tomado de PEMEX,2010)..... 127

Figura 3.13 _Columna estratigráfica del campo Terra-1 (Tomado de PEMEX, 2010)..... 128

Figura 3.14 _Columna estratigráfica del campo Terra-23 (Tomado de PEMEX, 2012)..... 129

Figura 3.15 _Sección sísmica representativa de la trampa del campo Terra-1.
(Tomado de PEMEX,2009) 130

Figura 3.16 _Ubicación del campo Tamaulipas-Constituciones.
(Tomado de PEMEX, 1999)..... 131

Figura 3.17 _Columna geológica tipo del campo Tamaulipas-Constituciones.
(Tomado de PEMEX, 1999) 134

Figura 3.18 _Sección estructural tipo del campo Tamaulipas-Constituciones donde se muestra el patrón estructural (Tomado de PEMEX, 1999) 135

Figura 3.19 _Registro geofísico del campo Tamaulipas-Constituciones.
(Tomado de PEMEX, 1999)..... 137

Figura 3.20 _Registro geofísico evaluado del campo Tamaulipas-Constituciones.
(Tomado de PEMEX, 1999)..... 138

CAPÍTULO IV. Métodos de Exploración

Figura 4.1 _ Conversión de una onda incidente P (Tomado de Gaya Flores, 2005)	145
Figura 4.2 _ Trayectoria de rayo de una onda P incidente y ondas P, S y P-S reflejadas (Tomado de TESSMER y BEHLE, 1988)	146
Figura 4.3 _ Trayectorias de los rayos PS que llagan a un mismo receptor. (Tomado de Tessmer y Behle, 1988)	147
Figura 4.4 _ Punto medio (MP) de las ondas P Vs el punto de conversión (CP) de la onda S reflejada (Tomado de Stewart et al, 2002)	147
Figura 4.5 _ Geometría que presentan los trayectos de los rayos PP y P-SV, para una capa horizontal homogénea (Tomado de C. Lawton, 1991)	148
Figura 4.6 _ Comportamiento asintótico del punto de conversión. (Tomado del Manual de Focus, 2007)	148
Figura 4.7 _ Trayectoria de rayo de una onda PS (Tomado de TESSMER & BEHLE, 1988)	149
Figura 4.8 _ Geometría de rayo para una onda de cizalla S y sus componentes SV ,SH y i_0 denota el ángulo de incidencia (Tomado de ILCE, 2011)	153
Figura 4.9 _ Evolución histórica del procesado de sísmica multicomponente. (Tomado de Stewart y Gaiser, 1999)	156
Figura 4.10 _ Detección de ondas convertidas por sensores de fondo marino. En las interfases del subsuelo, las ondas P incidentes se reflejan y transmiten como ondas P y además se trasforman parcialmente en ondas S. Estas son detectadas por receptores de fondo marino sensibles a los componentes múltiples del movimiento. (Tomado de Oilfield Review, 2004)	158
Figura 4.11 _ Esquema que muestra la geometría VSP. Muestra las ondas reflejadas P-P y ondas PS. (Tomado de Geiser et al, 1985).....	158
Figura 4.12 _ Geófono multicomponente (Tomado de la tesis “Análisis de velocidad en un medio anisótropo de tipo VTI para ondas PP y PS; 2007).	15
Figura 4.13 _ Adquisición de datos sísmicos multicomponente. (Tomado de http://www.peakseismic.com/content/ocean-bottom-seismic.asp , 2013)....	161
Figura 4.14 _ Adquisición de datos sísmicos multicomponente con OBS. (Tomado de RxT, 2011).....	162
Figura 4.15 _ Fotos que muestran la perforación de un pozo para colocar dinamita y un camión Vibroseis (Tomado de http://www.mttmllr.com/sismologia_files/ , 2010)	166
Figura 4.16 _ Figura que muestra un cañón de aire. (Tomado de Ion-Gx- Technology, 2009).....	166
Figura 4.17 _ Sensor digital 3C (Tomado de Crewes, 1998; Ion Gx Technology, 2009)	167
Figura 4.18 _ Ocean Bottom Seismometer (OBS). (Tomado de http://seismic.ocean.dal.ca/~seismic/obs.php , 2011).....	168
Figura 4.19 _ Ocean Bottom Cable (OBC). (Tomado de http://www.geospace.com/ocean-botton-cable-obc/ , 2009)	168

Figura 4.20 _Comparación de imágenes sísmicas obtenidas con la sísmica convencional PP (izquierda) y con sísmica multicomponente PS (derecha) en el Campo Lomond (Tomado de Oilfield Review, 2004).....	173
Figura 4.21 _ En la figura se muestra la comparación entre secciones PP y PS; en donde la sección PS muestra mayor claridad en la continuidad de los reflectores (señalado con flechas amarillas), fallas (líneas rojas) y cambios en la amplitud (flechas negras) (Tomado de Oilfield Review, 2004)	173
Figura 4.22 _Secciones de PP (izquierda) y PS (derecha) sobre la estructura anticlinal Akal (Tomado de Crewes Research Report por R. Stewart, 2007)	174
Figura 4.23 _Sistema de nivel bajo temprano (Lowstand System Tract LST). (Tomando de Posamentier y Vail, 1988)	178
Figura 4.24 _Sistema Transgresivo (Transgressive System Tract, TST). (Tomado de Posamentier y Vail, 1988)	179
Figura 4.25 _Sistema de alto nivel (Highstand System Tract). (Tomado de Posamentier y Vail, 1988)	180
Figura 4.26 _Superficie de Máxima Inundación (Maximum Flooding Surface (MFS)) y Superficie Transgresiva (Transgressive Surface (TS)) (Tomado de Emery & Myers, 1996).....	181
Figura 4.27 _Geometría de paquetes sedimentarios, asociados a tres sistemas de transporte y depósito; Lowstand (LST), transgresivo (TST) y el highstand(HST) (Tomado de Vail 1977; Van Wagoner, et al. 1988).....	182
Figura 4.28 _Arquitectura de la Estratigrafía de Secuencias, donde se muestra el límite de secuencia tipo I y II (Tomado de Peter Vail, 1977)	183
Figura 4.29 _Muestra el límite superior de una secuencia y que corresponde con un toplap (Tomado de http://www.sepmstrata.org ; 2000)	184
Figura 4.30 _Patrón de reflectores; estratos inclinados que migran hacia la parte central de la cuenca que corresponde a un offlap. (Tomado de Vail, 1977).....	185
Figura 4.31 _Representación esquemática de un Basal lap (Tomado de Mitchum, 1977)....	186
Figura 4.32 _Representación esquemática de un truncamiento. (Tomado de C. Kendall, 2008).....	187
Figura 4.33 _Representación de un truncamiento erosional. (Tomado de C. Kendall, 2008).....	187
Figura 4.34 _Representación de un truncamiento estructural (Tomado de “Seismic-Sequential Stratigraphy”, Universidad de Fernando Pessoa Porto, Portugal, 2007)	188
Figura 4.35 _Representación esquemática de las diferentes terminaciones de los reflectores (Tomado Emery y Myers, 2006 y C. Handford, 1987)	188
Figura 4.36 _La Zona de Fresnel y las limitaciones en la resolución sísmica lateral. (Tomado de Sheriff, 1977)	191

Figura 4.37 _Características principales de los atributos instantáneos. (Tomado de AAPG, 2003)	192
Figura 4.38 _Secuencias sísmicas marcadas por la terminación de reflexiones. (Tomado de Bally et al.; 1982)	194
Figura 4.39 _Sección sísmica que muestra que A y B tienen la misma facies sísmica, que es distinta de C (Tomado de AAPG No 16, 1980)	195
Figura 4.40 _Ejemplo de patrones continuidad en los reflectores. (Tomado de Seismic Data Processing Ozdogan Yilmaz, 1988)	196
Figura 4.41 _Características internas de la amplitud (Tomado de Seismic Stratigraphy "A Primer on Methodology", W. Snedden y F. Sarg, 2008)	197
Figura 4.42 _Características internas de la frecuencia (Tomado de Hon- gliu Zeng, 2010)	197
Figura 4.43 _Patrones de configuraciones paralela, subparalela y ondulado. (Tomado de Mitchum et, al. 1977; Sánchez Rivera, 2005)	199
Figura 4.44 _Patrón de configuración de reflexión divergente. (Tomado de Mitchum et al., 1977; AAPG, 1980)	200
Figura 4.45 _Configuración de reflectores progradante. (Tomado de Mitchum et al. 1977)	202
Figura 4.46 _Esquema donde se muestran las distintas formas externas de las unidades de las facies sísmicas (Tomado de Mitchum, Vail & Sangree, 1977)	204
Figura 4.47 _Configuración interna de reflexión o facies sísmicas. (Tomado de Mitchum, Vail y Sangree, 1977)	205
Figura 4.48 _En este esquema se muestra los tipos de crecimientos de carbonatos más fácilmente reconocidos en la interpretación sísmica. (Tomado de de Bubb & Hatlelid, 1977)	208
Figura 4.49 _Esquema que muestra algunos elementos sísmicos para reconocer crecimientos orgánicos (Tomado de Bubb & Hatlelid, 1977)	210
Figura 4.50 _Perfil sísmico que muestra las características de las reflexiones sísmicas para la secuencia carbonatada del Cretácico Superior en la Cuenca de Veracruz. (Tomado de Pemex, 2001)	211
Figura 4.51 _Sección sísmica no interpretada del área Tamil-Nab. (Tomado de Pérez Drago, 2010)	211
Figura 4.52 _Sección de facies sísmicas no interpretadas. (Tomado de PEMEX; Pérez Drago, 2010)	213
Figura 4.53 _Sección de facies sísmicas interpretadas. (Tomado de PEMEX; Pérez Drago, 2010)	213
Figura 4.54 _Sección sísmica, representación de una cuenca de carbonatos en la Península de Yucatán (Tomado de Macurda Jr.; 2004)	214
Figura 4.55 _Sección sísmica de la cuenca de Florida (Tomado de Macurda Jr., 2004)	215

Figura 4.56 _Sección sísmica del Suroeste del Golfo de México “Sigbee”.
(Tomado de Macurda Jr., 2004) 216

CAPÍTULO V. Métodos de Explotación

Figura 5.1 _Comparación entre métodos de perforación.
(Tomado de Steve Nas y Weatherford 2011)..... 220

Figura 5.2 _Definición de la estabilidad mecánica de la formación en términos de densidad equivalente (Tomado de Valenzuela y Solís, 1996)..... 225

Figura 5.3 _ Ejemplo de rocas en donde no es aplicable la perforación bajo balance, ya que el pozo se colapsará (Tomado de Valenzuela y Solís 1996) 225

Figura 5.4 _Figura 5.4 Diagrama de Lorenz para ilustrar las densidades equivalentes que pueden lograrse con diferentes fluidos, o mezclas de ellos (Tomado de Valenzuela y Solís 1996) 227

Figura 5.5 _Esquema de un arreglo típico de equipo superficial para perforar bajo balance (Tomado de Tomado de Valenzuela y Solís 1996) 230

Figura 5.6 _Esquema del interior de un separador cerrado horizontal, del tipo denominado “cuatro fases” (Tomado de (Edward T. Bourgoyne, 1999) 232

Figura 5.7 _Restauración o mejora de las condiciones de flujo por estimulación
(Tomado de PEMEX, terminación y mantenimiento de pozos 2010). 237

Figura 5.8 _Factores que afectan a la productividad del pozo (Tomado de ILT, 2010) 239

Figura 5.9 _Diagrama representativa del Daño a la formación (Tomado de ILT, 2010)..... 239

Figura 5.10 _Representación esquemática de una zona dañada (Tomado de gerencia de ingeniería y tecnología de la UPMP, 2008) 242

Figura 5.11 _Penetración del Ácido a la Formación.
(Tomado de Integrated learning Technology, 2004) 252

Figura 5.12 _Solubilidad del HCL en caliza y dolomía (Tomado de PEMEX UPMP 2008) 255

Figura 5.13 _Efecto de la presión sobre el tiempo de reacción del HCL-CaCO₃
(Tomado de PEMEX, 2008)..... 257

TABLAS

Tabla 1.1 _ Clasificación de los crudos en grados API.
(Tomado de <http://www.slideshare.net/daviddesing/propiedades-de-los-fluidos-1997575>, 2009)..... 19

Tabla 1.2 _ En la tabla se muestra la clasificación de los yacimientos por el comportamiento de sus fluidos representados en un diagrama de fase; y las principales características de estos tipos de yacimientos (Tomado de la tesis “Explotación de campos maduros, aplicaciones de campo”; Durán Ramos y Ruiz Torres; 2009) 27

Tabla 2.1 _ Distribución de aloquímicos e intervalos de salinidad.
(Tomado Vera Ocampo, 2010)..... 47

Tabla 2.2 _ Principales componentes mineralógicos de los sedimentos carbonatados
(Tomado de Arche, 1992) 51

Tabla 2.3 _ Componentes texturales principales de los materiales carbonatados
(Tomado de Arche, 1992) 59

Tabla 2.4 _ Intervalos de profundidad (Tomado de Vera Ocampo, 2010) 62

Tabla 2.5 _ Procesos diagenéticos en carbonatos resumido de Flügel (1982).
(Tomado de Gómez Peral, 2008)..... 89

Tabla 2.6 _ Resumen de ambientes, procesos y productos diagenéticos para rocas carbonatadas (Tomado de Gómez Peral 2008) 95

Tabla 2.7 _ Clasificación de los ambientes sedimentarios (Tomado de Arellano Gil, 2006) 96

Tabla 2.8 _ Clasificación de sedimentos de grano fino de aguas profundas; basado en Austin et al. (1986) (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990)..... 100

Tabla 3.1 _ Columna estratigráfica tipo del campo Tamaulipas-Constituciones.
(Tomado de PEMEX, 1999)..... 134

Tabla 3.2 _ Reservas remanentes de hidrocarburo al 1 de enero de 1999 del campo Tamaulipas-Constituciones (Tomado de PEMEX, 1999) 137

Tabla 4.1 _ Velocidad de la onda P y S para diferentes tipos de roca.
(Tomado de Bautista Guachavez, 2011) 143

Tabla 4.2 _ Valores de resolución vertical.
(Tomado de Seismic Data Processing, Ozdogan Yilmaz, 1988)..... 190

Tabla 4.3 _ Clasificación de atributos físicos (Tomado de Zapata López 2001)..... 192

Tabla 4.4 _ Clasificación de atributos geométricos (Tomado de Solé Salgado, 2008)..... 193

Tabla 4.5 _ Parámetros sísmicos empleados en la estratigrafía sísmica con interpretación geológica (Tomado de Mitchum, Vail y Sangree, 1977)..... 204

Tabla 5.1 _ Condiciones de balance (Tomado de Madrigal, 2001) 222

GRAFICAS

Grafica 2.1_Efectos del Ph sobre la solubilidad del carbonato de calcio, cuarzo y sílice amorfa (Tomado de Friedman, 1978) 41

Grafica 2.2_Graficas que muestran la saturación y disolución de carbonatos en el mar profundo (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990) 45

Grafica 2.3_Curva que relación la profundidad con la intensidad de luz la cual produce un crecimiento orgánico (% porcentaje) y se identifica tres zonas. (Tomado de Schlager, 2005)..... 46

Grafica 2.4_Relación de la intensidad de luz y la producción orgánica con la profundidad (Tomado de Schlager, 2005) 47

Grafica 2.5_Curvas que muestran el cambio en la porosidad con respecto a la profundidad de dos diferentes materiales debido a la compactación mecánica y a la compactación y cementación química; y una tercera curva que propone Schmoker y Halley (1982) para un caso en el Sur de Florida donde se muestra la reducción de la porosidad debido al efecto combinado de la cementación y compactación debido al sepultamiento y al tiempo (Tomado de F. Jerry Lucia, 2006) 82

Grafica 3.1_ Grafica que muestra el comportamiento histórico de la presión del campo Sen (Tomado de AIPM, 2012) 119

Grafica 3.2_ Grafica que muestra el comportamiento de producción histórico de aceite y gas del campo Sen (Tomado de AIPM, 2012) 119

Grafica 4.1_Variación de la reflectividad con el ángulo de incidencia, para la onda PP, y la onda P-S, modelado para una interfaz (Tomado de CREWES, 2011) 151

Grafica 4.2_Ubicación del punto de conversión P-S, en función de la profundidad del reflector (Tomado de Bautista Guachavez, 2011) 152

Grafica 4.3_ Grafico que permite discriminar litologías (Tomado de COMESA, 2009)..... 170

Grafica 5.1_Factor de Daño e Índice de Productividad (Tomado de CIED, 1997) 242

Grafica 5.2_Efecto del factor de daño en la producción de un pozo horizontal. (Tomado de CIED, 1997) 245

RESUMEN

Los yacimientos productores de hidrocarburos en rocas carbonatadas almacenan más del 60 % de las reservas en el mundo, por lo que los grandes campos productores de aceite y/o gas se encuentran en este tipo de secuencias. En México, gran parte de la producción (94.5 %) y de las reservas (67%) de hidrocarburos provienen de los campos localizados en la región sureste del país, en donde predominan los yacimientos asociados a rocas carbonatadas naturalmente fracturadas.

En este trabajo se presenta la importancia económica de los yacimientos en rocas carbonatadas, los avances y retos tecnológicos para su exploración y explotación, considerando sobre todo, la complejidad que presentan los yacimientos productores sobre todo en secuencias calcáreas de cuenca; se consideran las formas de clasificar a los yacimientos y también se realiza una descripción de las principales características de los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados.

En este trabajo se hace una descripción de las rocas carbonatadas que va desde la composición, procesos formación, factores de formación y ambientes sedimentarios propicios para su desarrollo, así como los procesos diagenéticos a los que se ven sometidos; también se muestra las principales clasificaciones propuestas para este tipo rocas. Por otro lado se presenta las diferentes arquitecturas que desarrollan las cuencas sedimentarias donde son depositados los sedimentos carbonatados formadores de rocas carbonatadas, pero se pone mayor énfasis en la formación de las rocas calizas formadas en un ambiente de aguas profundas (cuencas).

Se presenta una descripción de casos representativos de yacimientos productores de hidrocarburos en secuencias calcáreas de cuenca, particularmente se describen casos de estudio en México; también se describen a las principales tecnologías, metodologías y estrategias para hacer más eficiente la exploración y explotación de los recursos petroleros en este tipo de secuencia.

En cuanto a los métodos de exploración, se describen técnicas que mejoran la caracterización de este tipo de yacimientos como lo es la sísmica multicomponente, que es un gran avance tecnológico que permite detectar ondas S y otras características vectoriales del campo de onda; con lo cual esta técnica de adquisición tiene un gran potencial para detección de fracturas, así como su orientación preferencial y la identificación de características litológicas.

Una de las tareas importantes durante la exploración es la interpretación de datos sísmicos por lo que en este trabajo se presenta los fundamentos teóricos sobre la sismoestratigrafía; así como la aplicación de la misma en secuencias de carbonatos de cuenca.

En cuanto a los métodos de explotación en este tipo de yacimientos, se describen los mejores métodos de perforación no convencional; uno de los métodos descritos es la técnica de perforación bajo balance, la cual tiene como objetivo proteger a la formación productora ya que este tipo de yacimientos presentan un alto grado de fracturamiento en su roca almacén; así como también disminuye el riesgo en la pérdida de circulación en el pozo y aumentar la velocidad de penetración.

En este trabajo se describen las estrategias que permiten lograr un incremento en la productividad en los yacimientos de hidrocarburos en secuencias calcáreas de cuenca, como son las técnicas de estimulaciones reactivas y no reactivas, así como los procesos de acidificación y fracturamiento con ácido.

ABSTRACT

The oil producing reservoirs in carbonate rocks store more than 60% of the oil reserves in the world, therefore, big fields that produce oil and/or gas found in these sequences. In Mexico most of the production (94.5%) and reserves (67%) come from the hydrocarbons field located in the southeast region of the country, predominantly associated reservoirs naturally fractured carbonate rocks.

In this paper, the economic importance of the deposits in carbonate rocks, advances and technological challenges for exploration and exploitation, especially considering the complexity that the producing reservoirs especially in calcareous basin sequences, consider the ways of classifying also takes a description of the main features of naturally fractured carbonate reservoirs.

For this paper a description of carbonate rocks ranging from the composition, processes and factors of formation, sedimentary environments conducive to their development, the major classifications proposed for carbonate rocks, as well as diagenetic processes to which they are subjected and the different architectures that have sedimentary basins where carbonate sediments are deposited forming carbonate rocks, but there is more emphasis on the limestone formations formed in an atmosphere of deep water.

It also presents a description of representative cases of hydrocarbon producing reservoirs calcareous basin sequences, particularly case studies are described in Mexico, also describes the main technologies, methodologies and strategies to streamline the exploration and exploitation of resources oil in this type of sequence.

For this paper we describe what are the best methods of unconventional drilling to exploit reservoirs when carbonate, which is the underbalanced drilling technique, which aims to protect the producing formation as this type of sites have a high degree of fracturing in the reservoir rock, as well as reduces the risk also in loss of circulation in the well and increase the rate of penetration.

It also describes the strategies to achieve an increase in productivity in the hydrocarbon deposits in calcareous basin sequences, such as stimulation techniques reactive and nonreactive and acidification processes and acid fracturing.

Exploitation techniques are presented to improve the characterization of this type of deposits as is the multicomponent seismic, why corresponds to a breakthrough technological to detect waves S and others characteristics of the wave field vector, with which this technique acquisition has great potential for fracture detection, as well as its preferential orientation and identification of lithological characteristics. It is noteworthy that within the exploration, is the area of seismic data interpretation, and to do this kind of interpretation is needed of the seismic stratigraphic, which allows a seismic sequence analysis, and interpretation of seismic facies analysis of the character of reflection, so it also develops the most relevant and application to basin carbonate sequences.

*CAPÍTULO I.
GENERALIDADES*

2013

*CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS-
GEOFÍSICAS DE LOS YACIMIENTOS
PETROLEROS EN SECUENCIAS CÁLREAS
DE CUENCA*

CAPITULO I. GENERALIDADES

1.1 Introducción

A principios de siglo la exploración y explotación de petróleo ya no es fácil, según compañías y centros de investigación expertos en este tipo de recurso natural; esto conlleva a la búsqueda inmediata de hidrocarburos en lugares más inaccesibles del sistema, lo cual nos lleva a la aplicación de técnicas más complejas de exploración y explotación de yacimientos, como ocurre con las secuencias calcáreas de cuenca, las cuales constituyen yacimientos naturalmente fracturados.

Actualmente en las cuencas petroleras de México y el mundo, los yacimientos carbonatados aportan una gran producción de hidrocarburos, y gran parte de ellos están constituidos por rocas calizas, las cuales tienen como función almacenar hidrocarburos tanto porosidad primaria como secundaria.

Estos yacimientos presenten complicaciones técnicas en su estudio; ya que por un lado existe escasa literatura específica sobre yacimientos en calizas de cuenca, que nos proporcione información básica al respecto, debido principalmente a que las condiciones estructurales son complejas, y a la errática distribución de la porosidad y permeabilidad; considerando el origen mismo de las calizas que puede ser biológico, mecánico o químico (Álvarez Jr., 1956).

En México existe una gran cantidad de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados en calizas, un ejemplo es la provincia Tampico-Misantla, que alberga campos importantes como Tamaulipas-Constituciones que básicamente son productores de aceite pesado a ligero (Well Evaluation Conference México, 2010).

Es importante el conocimiento de este tipo de yacimientos porque puede conducir a determinar previamente áreas más favorables para el desarrollo de determinadas facies de calizas susceptibles de constituir rocas almacenadoras de hidrocarburos; esto por supuesto si se presentan a su vez las condiciones geológicas para la acumulación de los mismos; tener este conocimiento es muy importante para llevar a cabo una buena planeación para la perforación y terminación de pozos en este tipo de yacimientos (Álvarez Jr., 1956).

Por las razones mencionadas, es de gran interés para los geocientíficos conocer y entender el comportamiento de estos yacimientos, ya que la mayor parte de la producción de hidrocarburos en México se obtiene y se seguirá obteniendo en el corto y mediano plazo de yacimientos carbonatados, dentro de los cuales las calizas de cuenca contribuyen significativamente tanto en reservas como en producción; cabe recalcar que este tipo de yacimientos son naturalmente fracturados; por lo cual es importante conocer a detalle el comportamiento y las características, para una mejor caracterización estática y dinámica de este tipo de yacimientos.

1.2 Objetivos

- Describir desde el punto de vista geológico, geofísico y petrolero, las principales características que presentan los yacimientos de hidrocarburos que se encuentra en calizas formadas en un ambiente de aguas profundas.
- Describir y analizar casos históricos de exploración y explotación de campos petroleros nacionales, cuya producción sea en secuencias calcáreas de cuenca.
- Describir las principales metodologías y tecnologías empleadas en la exploración y explotación de yacimientos de hidrocarburos en secuencias calcáreas de cuenca.

1.3 Justificación

Este trabajo tiene como fin proporcionar al lector información completa y detallada respecto a las complicaciones que existen cuando se explora y explota un yacimiento petrolero que se encuentran en secuencias calcáreas de cuenca.

1.4 Importancia económica

En los últimos años la demanda de energía se ha incrementado, y actualmente más del 85% del consumo de energético mundial se abastece de los combustibles fósiles, por lo que los expertos prevén que la demanda aumentará en los próximos veinte años. Los yacimientos carbonatados albergan aproximadamente el 60% de las reservas mundiales de petróleo y alojan grandes volúmenes de gas (World Energy Outlook, 2006; Schlumberger Market Analysis, 2007).

Pero los especialistas consideran que más del 60% del hidrocarburo almacenado en rocas carbonatadas (caliza) no se recupera debido a factores relacionados con la heterogeneidad del yacimiento, el tipo de fluido producido, los mecanismos de drenaje y el manejo del yacimiento.

De acuerdo a lo mencionado se reconoce la importancia económica que tiene este tipo de yacimientos y que tienen una amplia distribución en diferentes cuencas del mundo (Figura 1.1), comparados con otros tipos de yacimientos, con lo cual se pronostica un aumento en las actividades de exploración y explotación durante la primera mitad del siglo XXI (Schlumberger Market Analysis, 2007).

1.5 Avances y retos tecnológicos

Durante muchos años, la evaluación de los yacimientos carbonatados ha sido y será una prioridad para investigadores, compañías operadoras y de servicios; pero los retos que presentan este tipo de rocas tan heterogéneas parecen no tener fin.

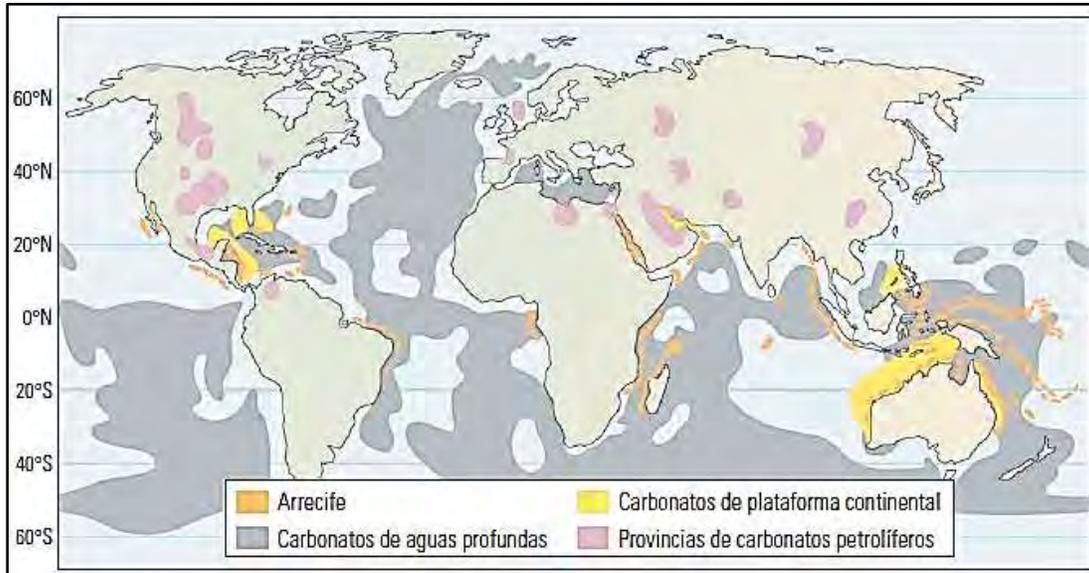


Figura 1.1_Distribución mundial de hidrocarburos en carbonatos.
(Tomado de Schlumberger Market Analysis, 2007).

Estos yacimientos son tanto vertical y lateralmente heterogéneos que presentan fracturas, fallas, valores de permeabilidad variable y con una amplia gama de tipos de porosidad desde el punto de vista genético que puede ser de tipo móldico, intergranular, intercrystalina, vugular, cavernosa y de fractura. En estos yacimientos, los ingenieros geólogos, geofísicos y petroleros saben que la roca perforada por la barrena y evaluada a través de la extracción de núcleos y la adquisición de registros, probablemente no representan completamente al yacimiento en mayor escala (Oilfield Review, 2004).

Debido a estas complejidades los especialistas en este tipo de yacimientos se centran en una determinada escala a la hora de considerar las propiedades de estos yacimientos. El estudio de estas propiedades a pequeña escala involucra estudios cualitativos y cuantitativos de la estructura interna de la roca; estudios cualitativos involucran el tipo de grano, contenidos minerales, contenido de fósiles y la materia orgánica presente en la roca; así por otro lado se requiere de un estudio cuantitativo del sistema poroso.

A una escala intermedia también involucran estudios cuantitativos y cualitativos, esta escala varía entre uno a cien metros. Los estudios cualitativos nos pueden proporcionar cierto discernimiento de la mineralogía, la continuidad del yacimiento, patrones diagenéticos y rasgos geológicos tales como estratificación, estilolitas y fracturas. A esta escala es indispensable estudios cuantitativos de propiedades petrofísicas de la roca; para los cuales obtenemos porosidad, permeabilidad, densidad, mojabilidad y saturación fluidos.

A escala de yacimiento, los especialistas se centran en la geometría general y en los límites de las unidades estratigráficas, recurriendo normalmente a la sísmica tanto convencional y no convencional, a la correlación de registros geofísicos de pozo y los ajustes históricos de los datos de producción. Para esta escala los estudios de registros geofísicos de tipo cualitativos permiten determinar y evaluar

la existencia de hidrocarburos, número de posibles horizontes productores y permeabilidad de la zona de interés; así como la detección de fallas estructurales, entre otros. Por otro lado los estudios cuantitativos permiten obtener la porosidad y la saturación de fluidos; con ayuda de estos estudios cuantitativos, en conjunto con los cualitativos e información de yacimientos se puede determinar la cantidad de hidrocarburos existentes y recuperables, viabilidad de la terminación y la profundidad de asentamiento de la tubería de revestimiento de explotación (M. Busquet y Grupo AGP, 2013).

El éxito de las estrategias de producción de hidrocarburos depende de la integración y comprensión de los datos; las interpretaciones y acciones subsiguientes deben ser compatibles en todas las escalas (Oilfield Review, 2005).

Uno de los avances en la comprensión de estos yacimientos surge en la simplificación de los esquemas de clasificación para rocas carbonatadas; como la clasificación Dunham y Folk, pero otros especialistas optan por utilizar clasificaciones que se basan en las propiedades de los poros para evaluar la calidad del yacimiento. A través del estudio detallado de la textura y los poros de la roca caliza, los especialistas pueden determinar los tipos y la secuencia cronológica relativa de los procesos depositacionales, procesos diagenéticos y la formación de las fracturas naturales.

Una de las técnicas de interpretación desarrolladas por los investigadores tiene como enfoque cuantificar el sistema poroso, que comprende las características geométricas como lo son el tamaño y la forma así como el grado de conexión o conectividad de los poros sus conexiones; y con esto obtener una buena estimación de la permeabilidad de la formación.

Una de las tecnologías que representa una revolución en las evaluaciones de formaciones es el perfilaje con resonancia magnética nuclear (RMN); en donde la porosidad es independiente de la mineralogía de la matriz, y la respuesta total es muy sensible a las propiedades de los fluidos. Debido a diferencias en tiempos de relajamiento y/o difusividad entre fluidos, los datos se pueden usar para distinguir agua asociada con la arcilla, agua capilar, agua movable, gas, petróleo liviano, y petróleos viscosos; en resumen con este tipo de tecnología se puede realizar un análisis de fluidos en la matriz de la roca y con ello se puede identificar y cuantificar la cantidad de fluido que existe, sea fluido movable o no movable, en otras palabras la permeabilidad de la formación. Además se puede extraer más información, tal como tamaño poral, propiedades de hidrocarburos, cavidades, fracturas y tamaños de granos (Halliburton Energy Services, 1999).

Las técnicas de resonancia magnética nuclear han ido progresando durante los últimos años, El éxito en la identificación y cuantificación de hidrocarburos se debe a que integra los datos de perfiles convencionales con la metodología interpretativa RMN para mejorar las aplicaciones de la misma (Halliburton Energy Services, 1999).

Dentro de la adquisición de datos sísmicos ha habido avances tecnológicos como lo es la sísmica multicomponente la cual mejora la caracterización de los yacimientos esto debido a que detecta ondas S y otras características vectoriales del campo de onda. Además de que esta tecnología tiene potencial para la detección de fracturas e identificación de características litológicas, entre otros.

Para los especialistas en terminación y estimulación de pozos es muy importante conocer las complejidades que se presentan en estos yacimientos durante la etapa de diseño, y cuando se seleccionan las tecnologías para optimizar la producción y recuperación de hidrocarburos. En este tipo de yacimientos se hace una estimulación del pozo utilizando ácido clorhídrico predominantemente, esto para crear vías conductoras desde el yacimiento hasta el pozo y atravesar la región circundante al pozo que ha sido dañado durante la perforación y la cementación (Oilfield Review, 2004).

1.6 Complejidad del yacimiento

Los yacimientos carbonatados presentan amplios contrastes, lo que indica que pueden tener diferencias importantes, aunque los poros pueden ser microscópicos o también la permeabilidad que presenta la matriz, que puede ser extremadamente baja, aunque los fluidos pueden circular a través de las fracturas. Estas variaciones complican tanto la evaluación como la recuperación de hidrocarburos.

La porosidad de las rocas en este tipo de yacimientos puede agruparse en tres tipos: porosidad conectada, existente entre los granos de carbonato; vórgulos, que son huecos desconectados resultado de la disolución de la calcita en el agua durante la diagénesis, y la porosidad por fracturamiento que es causada por esfuerzos pos-depositacionales. Debido a que estas tres formas de porosidad se pueden presentar en conjunto en los yacimientos petroleros en calizas, se crea un camino muy complejo para los fluidos y esto afecta directamente la productividad del pozo (Oilfield Review, 2008).

La diagénesis puede crear estructuras llamadas estilolitas que forman barreras horizontales para el flujo y se llegan a extender a lo largo de kilómetros dentro del yacimiento, produciendo un efecto en el comportamiento del mismo. Las fracturas pueden causar invasión de agua, conificación de gas y problemas de perforación; como podría ser la pérdida de lodo pesado y la obstrucción de la tubería.

Las calizas por lo general, son depósitos formados a partir de materiales que estaban disueltos en el mar, aunque no siempre provienen del mar; normalmente se acumulan en la parte externa de los bancos de arena y lodo que bordean casi siempre los continentes. En los mares cálidos tropicales muchos organismos extraen del agua calcio y ciertas cantidades de magnesio, para construir sus conchas carbonatadas, y por ello, algunos de los depósitos resultantes son calizas magnesianas o dolomíticas. Pero entre las rocas sedimentarias carbonatadas se pueden encontrar toda la gama de calizas, pasando por calizas dolomíticas a dolomía (Doris L. Holmes, 1994).

La evolución diagenética en los depósitos calizas es sumamente importante, esto debido a que calizas presentan minerales inestables (calcita rica en magnesio (Mg) y aragonito), que junto al pequeño tamaño que pueden alcanzar los cristales, la presencia a veces de inclusiones o sus formas aciculares, favorecen los procesos diagenéticos como lo son la disolución, cementación y neomorfismo (recristalización y reemplazamiento).

Las calizas presentan un sistema poroso complejo; esto se debe a la gran variedad de procesos implicados en su génesis, así como su predisposición a los cambios postdeposicionales (disolución, cementación, neomorfismo); y generalmente este sistema poroso consiste en porosidades intergranular, de canales y de drusas (Choquette y Pray, 1970).

Todos estos procesos pueden tener lugar desde las etapas más iniciales de la diagénesis (deposición y diagénesis temprana), hasta las etapas más tardías (telogénesis). Por lo tanto se puede resumir que las modificaciones texturales (intercambio entre los espacios vacíos y la materia orgánica) es un factor común en las rocas carbonatadas.

En el caso de México, en que la mayor parte de la producción histórica se ha obtenido de yacimientos en calizas, es esencial intensificar el conocimiento de las propiedades de las mismas, puesto que en las regiones petroleras del país en las que son productoras, sus facies varían desde calizas compactas con permeabilidades sumamente pequeñas hasta calizas cavernosas con una enorme porosidad y una alta permeabilidad (Álvarez Jr., 1956).

1.7 Clasificación de yacimientos

Los yacimientos petroleros se clasifican básicamente por el tipo de roca almacenadora, por el tipo de trampa, por el tipo de fluidos almacenados, de acuerdo con la presión original en yacimientos de aceite, por el tipo de mecanismo de producción y por su comportamiento de fases.

1.7.1 Yacimientos petroleros por el tipo de roca almacenadora

Se considera como roca almacenadora aquella que es capaz de almacenar a los hidrocarburos, generalmente tiene una extensión geográfica mayor que la de los yacimientos, debido a que éstos están restringidos a la trampa. En la parte externa de las áreas productoras, las rocas almacenadoras están casi siempre llenas de agua.

Las principales propiedades que debe poseer una roca para constituirse como roca almacenadora son la porosidad y permeabilidad, además de otros factores independientes de la litología (temperatura, presión del yacimiento, saturación de hidrocarburo y agua), el volumen de petróleo o gas en la roca; factores de los que depende el movimiento de los fluidos en el interior de la roca.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

Rocas clásticas o detríticas (Areniscas) (Figura 1.2).

Las rocas detríticas, son producto fragmentos de roca y minerales preexistentes, los cuales son transportados por diversos agentes de transporte y cementados o no después de su depositación. El conjunto de rocas detríticas, tales como las limolitas y las areniscas, se definen por la posición de sus granos en la escala de tamaños.

Las areniscas son arenas cementadas por materiales calcáreos o sílicio. Las areniscas forman el 25% aproximadamente del total de las rocas sedimentarias. Según la composición de los sedimentos pueden ser areniscas terrígenas, calcáreas o piroclásticas. Las areniscas terrígenas que son aquellas producidas por erosión de rocas preexistentes y donde los sedimentos fueron transportados, seleccionados y modificados por el movimiento de los fluidos; este tipo de sedimentos se derivan de fuentes externas a la cuenca de depósito.

Las areniscas calcáreas sus sedimentos son de origen marinos, están constituidas por granos esqueléticos, oolitas y detritos carbonáticos localmente derivados (intraclastos). Estos constituyentes son productos originados dentro de la cuenca de depósito y no son residuos formados por la destrucción de rocas preexistentes.

Las areniscas son importantes almacenadoras de gas natural, aceite y agua. La porosidad se debe a la textura de los fragmentos que la forman; pueden ser arenas limpias o sucias con limo, cieno, lignito, bentonita,

Rocas carbonatadas (Calizas y Dolomías) (Figura 1.2).

Las rocas carbonatadas comprenden todas las rocas sedimentarias constituidas en su mayor parte por minerales carbonatados, entre los cuales los dos principales son la calcita y la dolomita, pero también podrían presentar aragonito y siderita. El importante contenido en calcita provoca que sean rocas de escasa dureza de fácil corte y presenten una baja densidad.

Las calizas se forman por precipitados químicos o bioquímicos de CaCO_3 . Estos precipitados pueden ser lodo calcáreo ó granos calcáreos, unidos por cementante calcáreo (espatita). Los granos se llaman aloquímicos y pueden ser: **fósiles** o fragmentos de fósiles, oolitos, pellets e intraclastos.

Las calizas almacenadoras de hidrocarburos más comunes en un yacimiento son las siguientes:

- ✚ Calizas porosas cristalinas. Su porosidad primaria es muy baja, es de tipo intercrystalina, pueden tener un sistema poroso muy importante debido a la disolución.
- ✚ Calizas oolíticas. Calizas compuestas por oolitos, que son granos esféricos de carbonato cálcico de origen inorgánico.

Se forman en medios marinos cálidos y poco profundos (plataformas carbonatadas), presenta una porosidad interpartícula.

- ✚ Calizas detríticas Se originan por erosión y transporte de rocas preexistentes (calizas), están compuestas por clastos y cemento calcáreo.
- ✚ Calizas fracturadas. Presentan una alta permeabilidad debido al fracturamiento o a la comunicación entre las cavernas.
- ✚ Caliza dolomítica. Contiene cantidades variables de carbonatos de magnesio; cuando este se halla en cantidad inferior a 5 %, se dice que la caliza es magnesiana. Una caliza que contenga entre 30 % y 45 % de carbonato de magnesio se clasifica como dolomítica; este tipo de roca está compuesta por dolomita, que es un carbonato doble de magnesio y calcio ($\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$).

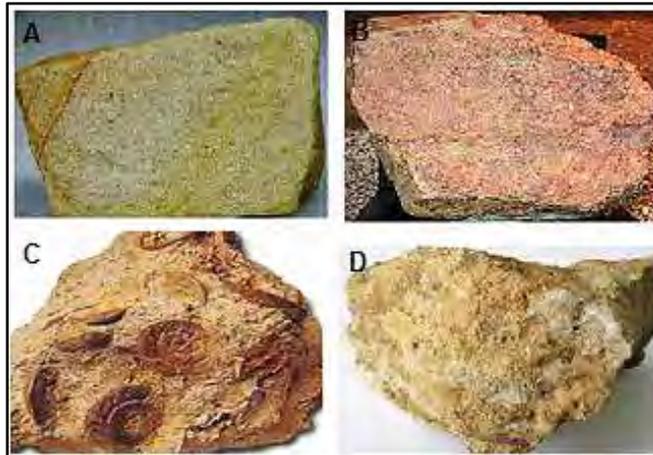


Figura 1.2_ Principales rocas almacenadoras de hidrocarburos, A: Arenisca; B: Lutita; C: Caliza, D: Dolomía (Tomado de <http://geologia.byethost7.com/index.htm>, 2013).

Rocas volcánicas (Figura 1.3).

La presencia de rocas volcánicas en las provincias petroleras es común porque la actividad volcánica que tuvo lugar en el interior o cerca de muchas cuencas sedimentarias, en una etapa o en otra; además de que el vulcanismo también puede afectar las cuencas lejanas.

Las rocas ígneas poseen característica en común con las rocas sedimentarias; pueden tener porosidad primaria y a veces desarrollar porosidad secundaria. Pero, a diferencia de las rocas sedimentarias, las rocas ígneas pierden su porosidad muy lentamente con la compactación. La porosidad primaria puede ser intergranular o vesicular; un tipo de porosidad que resulta de la presencia de vesículas, o burbujas de gas en las rocas ígneas. Las porosidades en los basaltos y las andesitas vesiculares pueden alcanzar el 50% (Oilfield Review, 2009).

La porosidad secundaria es importante para muchos yacimientos volcánicos y a veces constituye el único tipo de porosidad presente. Puede resultar de los procesos de alteración hidrotérmica, fracturamiento y metamorfismo de etapa tardía; el metamorfismo que tiene lugar en las etapas tardías de la actividad ígnea que altera los minerales formados previamente. Los filones y los lacolitos pueden convertirse en yacimientos, especialmente cuando penetran rocas generadoras. Y pueden fracturarse cuando se enfrían, generando porosidad, permeabilidad y trayectos para la migración (Oilfield Review, 2009).

Existen rocas ígneas productoras de hidrocarburos en todo el mundo. El primer descubrimiento documentado de petróleo en roca volcánica puede ser el campo Hara de Japón, cuya producción inicial tuvo lugar en el año 1900; este campo producía petróleo de tres capas tóbaseas. Otro ejemplo de producción se registró en Texas, en el año 1915; donde las formaciones volcánicas sepultadas produjeron 8.6 millones de m³ de petróleo de 90 campos, emplazados en más de 200 cuerpos ígneos (Oilfield Review, 2009).

Los yacimientos volcánicos pueden contener acumulaciones significativas de hidrocarburos. Para el año 1996, la producción acumulada proveniente de las tobas volcánicas y las capas asociadas del campo Jatibarang, situado en Java Occidental, Indonesia era de 190 millones de m³ de petróleo y 76,000 millones de m³ de gas. Las reservas estimadas ascienden a 635 millones de m³ de petróleo y 85,000 millones de m³ de gas. El análisis de yacimientos indica valores de porosidad que oscilan entre 16 y 25% y una permeabilidad de hasta 10 darcy. En este yacimiento, las rocas volcánicas también son rocas generadora (Oilfield Review, 2009).

Otro de los grandes campos de aceite y gas del mundo es el campo Daqing, en China descubierto en 1959. Los pozos perforados han mostrado gas en capas volcánicas ubicadas a profundidades de entre 3,000 y 6,000 m (Oilfield Review, 2009).

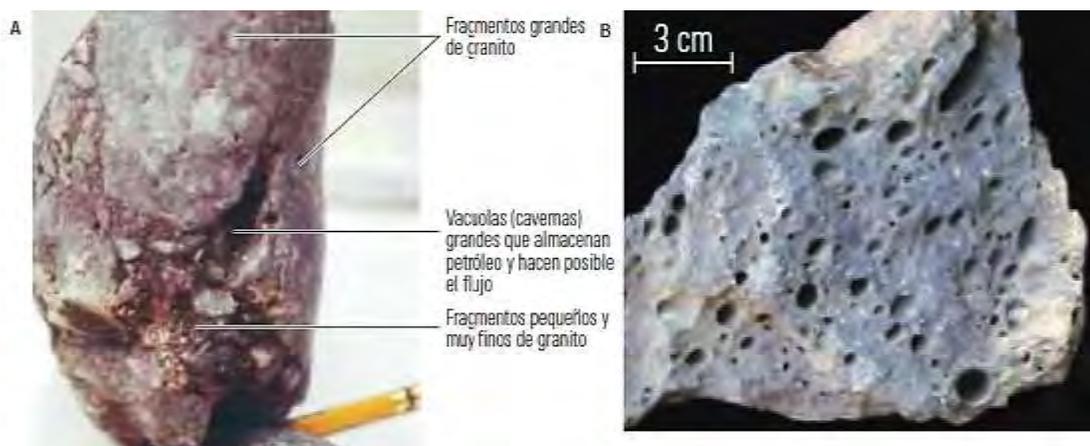


Figura 1.3 Roca almacenadora de hidrocarburo tipo ígneo. A: Granodiorita brechiforme; B: Basalto vesicular (Tomado de Oilfield Review, 2009).

1.7.2 Yacimientos petroleros de acuerdo al tipo de trampa

De acuerdo al tipo de trampa en la que se almacenan los hidrocarburos, se clasifican como:

Trampas de tipo estructural

Una trampa estructural es aquella en la que el límite superior de la o las unidades estratigráficas se ha vuelto cóncava, vistas desde abajo, por efecto de alguna deformación. En este tipo de trampas los hidrocarburos se encuentran asociados a pliegues, fallas (normales o inversas), anticlinales, (simétricos y asimétricos), domos y diapiros salinos.

Trampas de tipo estratigráficas

Son las trampas que permiten que los hidrocarburos, se acumulen sin deformación estructural. Estas son diversas y depende exclusivamente del carácter sedimentológico de las formaciones que las constituyen, son un cierto volumen de roca almacén aislada por formaciones impermeables tanto vertical como lateralmente, como por ejemplo un cambio lateral de arenas a lutitas forma una trampa estratigráfica por cambio de facies.

Trampas combinadas

Se refiere a las trampas en las que se conjugan aspectos estratigráficos y estructurales. Se pueden considerar tres etapas en su formación.

- ✚ Un elemento estratigráfico causa la pérdida o terminación de la permeabilidad de la roca.
- ✚ Un elemento estructural causa la deformación de la roca y se combina con el aspecto estratigráfico para formar la trampa.
- ✚ Un flujo echado abajo del agua de formación incrementa el efecto de entrapamiento.

Trampas asociadas a intrusiones

Se conocen los casos en que una intrusión ígnea (sill) hace las funciones de roca sello. Las rocas intrusivas impermeables, tales como los lacolitos forman trampas; como es el caso del campo Omaha Dome, situado en la cuenca de Illinois, EUA. Pero también pueden actuar como roca sello en las formaciones que las infrayacen.

Pero el caso más común de intrusiones, se debe a masas de evaporitas (sales, anhidrita y yeso) que, procedentes de niveles estratigráficos muy plásticos sometidos a gran presión, ascienden por las capas sedimentarias de la corteza terrestre, atravesándolas y deformándolas, en un lento proceso que se conoce como diapirismo. A los movimientos por flujo plástico de las rocas salinas se denominan halocinéticos.

De acuerdo a lo anterior, los yacimientos petroleros tienen características que los diferencian uno de otro, y es el por qué se ha determinado que su comportamiento se debe a los factores físicos-geológicos que permiten que se puedan clasificar de esta manera. Existen diversos tipos de trampas petroleras en las que se almacenan hidrocarburos, las cuales se muestran en la figura 1.4.

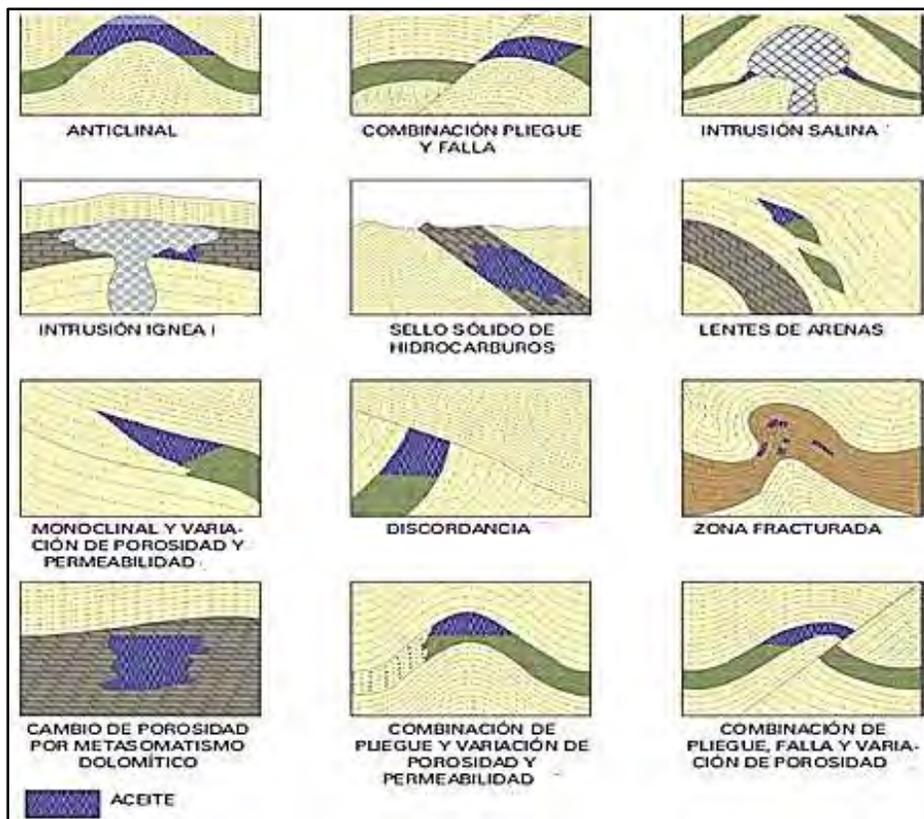


Figura 1.4 Secciones de trampas petroleras originadas por diferentes condiciones geológicas. (Tomado de los apuntes de geología de explotación, Arellano Gil, 2008).

1.7.3 Yacimientos petroleros por los hidrocarburos almacenados

Comúnmente los yacimientos se clasifican de acuerdo a las características de los hidrocarburos producidos y a condiciones bajo las cuales se encuentra acumulados en el subsuelo. Por lo tanto, tomando en cuenta las características y propiedades de los fluidos, se tiene yacimientos de aceite pesado, aceite ligero (volátil), gas seco, gas húmedo y de gas y condensado.

Yacimientos de bitumen (aceite pesado)

Los hidrocarburos en este tipo de yacimientos están en fase sólida o semisólida, generalmente contienen compuestos como azufre, metales, y normalmente se encuentran en la superficie o muy cercana a ella, generalmente requieren tratamiento especial antes de refinarlos. El bitumen tiene rangos de viscosidad que van desde los 10,000 a 1, 000,000 [cp] y normalmente tiene densidades menores a los 10° API y no fluye a condiciones normales (PEMEX, 2008).

Yacimiento de aceite volátil

Es un hidrocarburo cuya temperatura inicial es menor a la temperatura del punto crítico y se encuentra en estado líquido, posee un alto encogimiento lo que quiere decir que a medida que se disminuye la presión se produce un agotamiento acelerado del crudo. Contiene altos componentes ligeros, producen un líquido café oscuro, con una densidad relativa entre 0.75 y 0.85 [gr/cm³], su densidad API oscila entre 40°- 55 °, mientras que su relación gas-aceite oscila entre 200 y 1500 [m³_g/m³_o].

Yacimientos de aceite y gas asociado

El gas esta disuelto en el yacimiento y dependiendo de la presión inicial (Pi) y de la presión de saturación (Pb) se puede presentar gas asociado libre que también se conoce como “casquete”. Los yacimientos de aceite y gas asociado de acuerdo a su presión original con respecto a su presión de saturación pueden clasificarse en bajo saturado y saturado.

Yacimientos de gas no asociado

Los hidrocarburos se encuentran en fase gaseosa a las condiciones originales depresión y temperatura. Dependiendo de la composición de la mezcla del gas, se pueden clasificar como de: gas seco, gas húmedo y gas y condensado.

- **Yacimientos de gas seco.** Producen esencialmente metano (CH₄), aunque en algunas ocasiones aportan pequeñas cantidades de condensados, su RGC son superiores a los 20,000 m³_g/m³_c; con una densidad relativa menor de 0.75 gr/cm³ (si es que se presenta algún líquido).
- **Yacimientos de gas húmedo.** Producen cantidades considerables de condensado, los valores de la RGC se encuentran generalmente en el rango de 10,000 a 20,000 m³_g/m³_c; su densidad relativa hasta entre 0.75 - 0.80 [gr/cm³] y la densidad en grados API es de 60°.
- **Yacimientos de gas y condensado.** Presentan RGC de 500 a 15,000 m³_g/m³_c, los condensados presentan densidades de entre 41° - 57° API.

A continuación se muestran los diferentes tipos fluidos que pueden contener los yacimientos, considerando su densidad en grados API (Tabla 1.1).

FLUIDO	GRADOS API
Crudo extra pesado	< 10
Crudo pesado	10 - 22
Crudo intermedio	22 - 32
Crudo ligero	32 - 42
Condensados	> 42

Tabla 1.1_Clasificación de los crudos en grados API.
(Tomado de <http://www.slideshare.net/daviddesing/propiedades-de-los-fluidos-1997575>, 2009).

1.7.4 Yacimientos de aceite de acuerdo con la presión original

Yacimientos de aceite bajo saturado. En este tipo de yacimientos la presión inicial es mayor que la presión de saturación ($P_i > P_b$), por lo que todo el gas se encuentra disuelto en el aceite.

Yacimientos de aceite saturado. La presión inicial del yacimiento es menor que la presión de saturación ($P_i < P_b$), por lo que solo una parte del gas esta disuelto en el aceite y la otra parte se encuentra libre en la parte superior a lo que se conoce como casquete.

1.7.5 Yacimientos petroleros a partir de su mecanismo de producción

La recuperación primaria del aceite en un yacimiento se obtiene mediante mecanismos naturales de desplazamiento; estos mecanismos pueden ser por expansión del sistema roca-fluido, gas disuelto, acuífero activo (entrada de agua), casquete de gas, drene gravitacional o combinado.

Para yacimientos naturalmente fracturados, se tiene un mecanismo adicional denominado exudación, que consiste en la acción combinada de fuerzas capilares y gravitacionales, las cuales originan la expulsión de los hidrocarburos de la matriz a la fractura. Durante esta etapa el flujo de fluidos dentro del yacimiento, ocurre por acción de su propia energía. En ocasiones las presiones de fondo en los pozos no son suficientes para llevar los fluidos hasta la superficie, por lo que es necesario diseñar e instalar un sistema artificial de producción que permita recuperar estos hidrocarburos.

Desplazamiento por expansión de los fluidos

Este mecanismo está presente en todos los yacimientos pero es más frecuente en los en los yacimientos bajo saturados, hasta que se alcanza la presión de saturación; por lo que los hidrocarburos se encuentran en fase líquida. Al perforar un yacimiento y al estar en producción se incrementa la diferencia entre la presión de sobrecarga y la presión de poro, lo que ocasiona una reducción del volumen poroso del yacimiento dando como resultado el movimiento del aceite en el medio poroso desde el punto de mayor presión al punto de menor presión; por lo que podemos decir que hay una expansión del sistema (roca, aceite y agua congénita) provocado por una caída de presión en el yacimiento (Figura 1.5).

Algunas características de este tipo de yacimiento son:

- Declinación rápida de la presión.
- No hay producción de agua.
- RGA aumenta rápidamente, debido a la alta permeabilidad al gas.
- Baja recuperación final, 5% <math><Fr> > 25\%</math>.

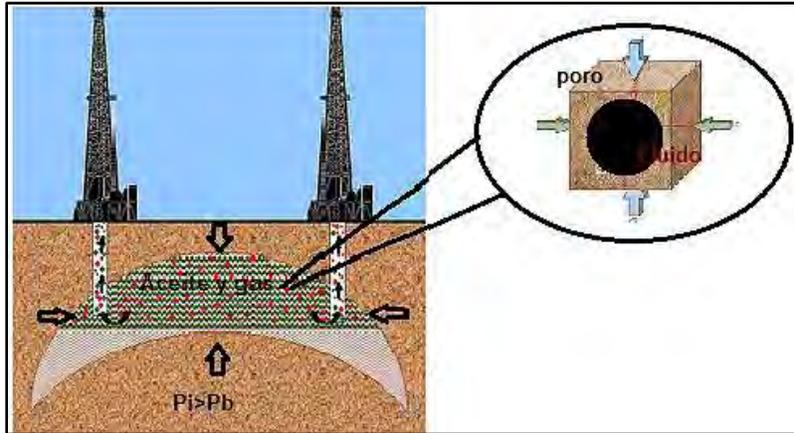


Figura 1.5_Esquema que muestra el desplazamiento por expansión de los fluidos (Modificado de Pemex, 2008).

Desplazamiento por gas en solución

Debido a las condiciones de presión y temperatura existentes en los yacimientos, los componentes livianos de los hidrocarburos pasan a la fase gaseosa y se mantienen en la zona de hidrocarburos líquidos, lo cual, producen el desplazamiento por gas en solución. Es el mecanismo de producción más frecuente y generalmente contribuye a la producción de la mayor parte de los fluidos. Está presente en los yacimientos donde la presión inicial del yacimiento es menor que la presión de burbujeo o saturación (yacimiento saturado).

Debido a esta condición, a medida que se desarrolla la explotación del yacimiento y la presión se reduce, el gas presente en los hidrocarburos pasan a la fase gaseosa, de esta manera se forman pequeñas burbujas que permitirán desplazar los hidrocarburos líquidos, ejerciendo una cierta presión sobre ésta fase, contribuyendo en el empuje hacia los pozos (Figura 1.6).

Desplazamiento por casquete de gas

Este tipo de yacimientos producen por la expansión del casquete de gas. Este mecanismo consiste en una invasión progresiva de la zona de aceite por gas, acompañada por un desplazamiento direccional del aceite fuera de la zona de gas libre, hacia los pozos productores (Figura 1.7). Algunas características de este tipo de yacimiento se describen a continuación.

- ✚ La parte superior del yacimiento contiene una alta saturación del gas.
- ✚ Crecimiento en la zona ocupada por el casquete.
- ✚ casquete gas.

- ✚ Declinación gradual de la presión.
- ✚ RGA aumenta rápidamente en los pozos estructuralmente más altos.
- ✚ Recuperación final, 20<Fr>40%.

La zona de gas libre requerida puede presentarse en tres maneras:

- ✚ Existir inicialmente en el yacimiento como casquete.
- ✚ Bajo ciertas condiciones, puede formarse por la acumulación de gas liberado por el aceite al abatirse la presión del yacimiento, a consecuencia de la segregación gravitacional.
- ✚ La capa de gas puede crearse artificialmente por inyección de gas en la parte superior del yacimiento, si existen condiciones favorables para su segregación.

En este tipo de yacimiento es importante el gas del casquete, dado que es la energía que causa la producción del aceite y origina un mayor factor de recuperación. A medida que la producción de aceite declina la producción de gas incrementa (PEMEX, 2008).

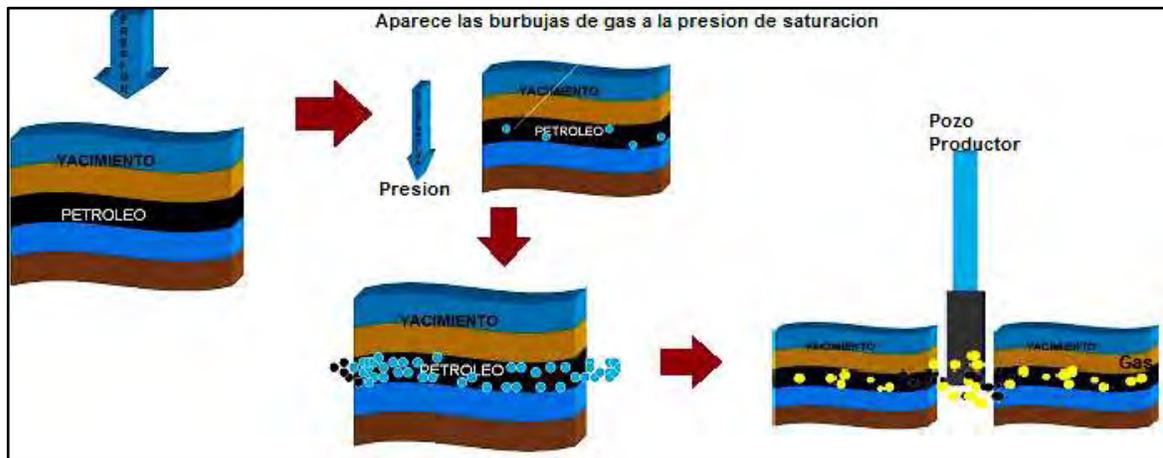


Figura 1.6_Esquema que muestra el desplazamiento por gas en solución.
(Tomado de <http://yacimientos-de-petroleo.lacomunidadpetrolera.com/2008/11/empuje-por-gas-disuelto-en-el.html>), 2008)

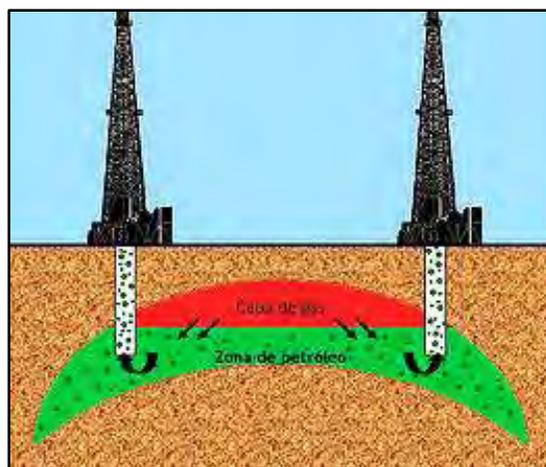


Figura 1.7_Yacimientos con casquete de gas (Modificado de PEMEX, 2008).

Desplazamiento por entrada de agua

A medida que transcurre la explotación del yacimiento y su presión se va reduciendo, el agua presente en el acuífero se irá expandiendo. Esta expansión producirá un desplazamiento de los hidrocarburos hacia los pozos de producción (Figura 1.8). Este efecto se mantiene hasta que la capacidad expansiva del volumen de agua contenido en el acuífero se agote (PEMEX, 2008).

Algunas características de este tipo de yacimiento son:

- Declinación gradual de la presión.
- RGA prácticamente se mantiene constante.
- Relación agua–aceite aumenta rápidamente en los pozos.
- Estructuralmente más bajos.
- Recuperación final: 40% <Fr> 70%.

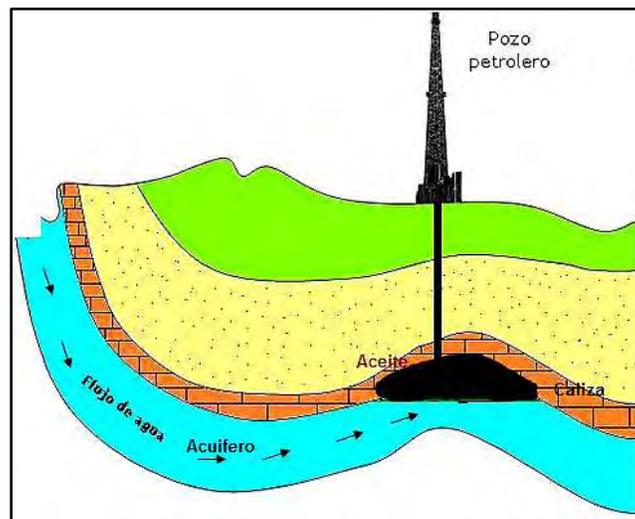


Figura 1.8_Desplazamiento por entrada de agua (Modificado de PEMEX, 2008).

Desplazamiento por segregación gravitacional

A este mecanismo también se le conoce como drene por gravedad; y es la tendencia del aceite, gas y agua a distribuirse en el yacimiento de acuerdo a sus densidades. Este tipo de drene puede participar activamente en la recuperación de aceite. Los yacimientos presentan condiciones favorables para la segregación de sus fluidos cuando poseen espesores considerables, alto buzamiento, altos valores de permeabilidad y cuando los gradientes de presión, no gobiernan totalmente el movimiento de los fluidos (Figura 1.9).

El flujo de gas que migra hacia la parte alta de la estructura y el petróleo hacia la parte baja, se debe a la diferencia de densidad que existe entre ellos, esto en respuesta de que las fuerzas gravitacionales actuantes son mayores que las fuerzas viscosas presentes.

Desplazamiento combinado

El mecanismo bajo el cual produce este tipo de yacimiento es una combinación de dos o más de los desplazamientos anteriormente definidos (Figura 1.10). En general en un yacimiento se tienen actuado varios mecanismos de producción en forma simultánea. Sin embargo, cuando uno de estos mecanismos es el que influye más en la producción y los otros contribuyen muy poco, el yacimiento se refiere como si estuviera operando bajo un solo mecanismo (PEMEX, 2008).

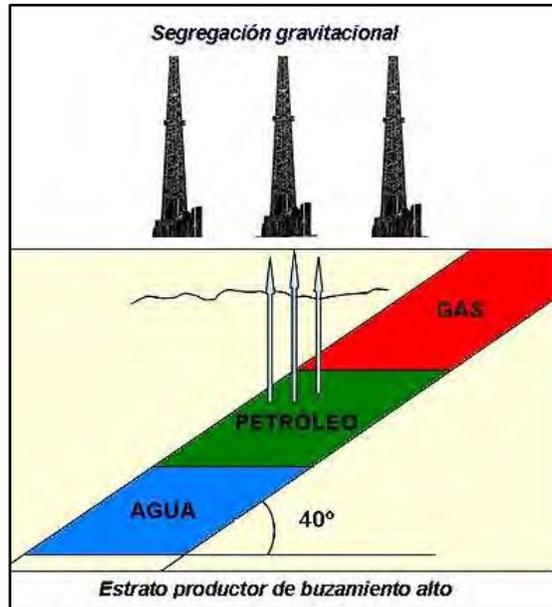


Figura 1.9_Desplazamiento por segregación gravitacional.
(Tomado de <http://robertyaci.blogspot.mx/2009/11/mecanismos-de-produccion.html>, 2009).

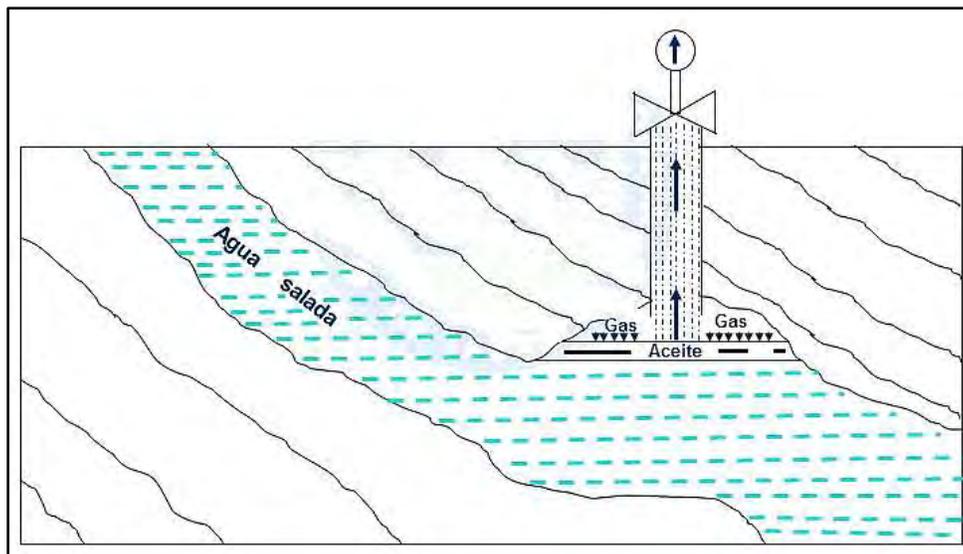


Figura 1.10_Desplazamiento combinado (Modificada de PEMEX, 2008).

1.7.6 Yacimientos petroleros de acuerdo con los diagramas de fases

El comportamiento de los fluidos de los yacimientos petroleros durante su vida productiva puede ser descrito mediante un diagrama de fases tal como se muestra en la figura 1.11.

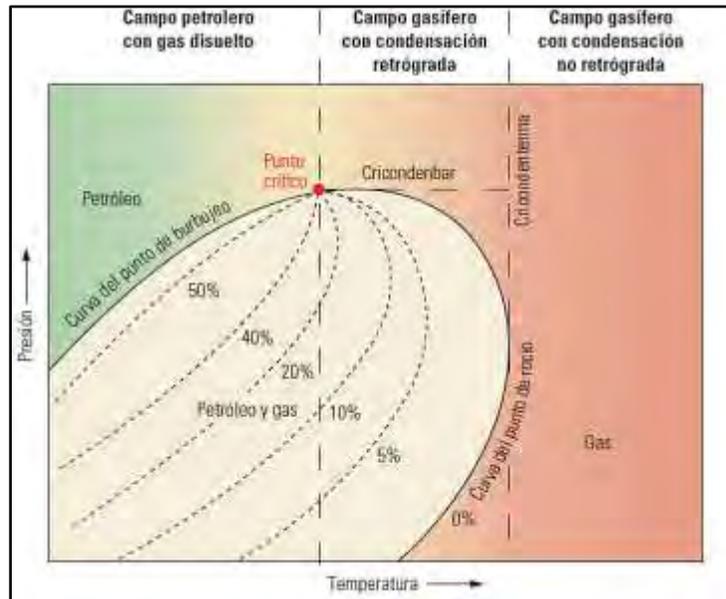


Figura 1.11 _Diagrama de fase presión-temperatura de un yacimiento.
(Tomado de Oilfield Review, 2007/2008).

La clasificación de los yacimientos usando diagramas de fase, se realiza con la localización de las condiciones originales de presión y temperatura del yacimiento. Los fluidos aportados por el yacimiento, los cuales siguen una trayectoria de flujo a través del sistema integral de producción, experimentan una serie continua de cambios de fase, debido principalmente a las caídas de presión existentes en la trayectoria de flujo. Si los fluidos producidos contienen gas en solución, éste será liberado debido a las caídas de presión formando así, un sistema de dos fases, gas- aceite (Durán Ramos y Ruiz Torres, 2009). La cantidad de gas liberado desde el yacimiento hasta los tanques de almacenamiento dependerá de:

- Las propiedades del hidrocarburo.
- Presión y temperatura a lo largo de la trayectoria de flujo en el sistema integral de producción.

Conforme el gas se libera, el aceite sufre un encogimiento (decrece su volumen) hasta que se estabiliza en el tanque de almacenamiento a condiciones estándar de presión y temperatura. En general, el cambio total de los volúmenes de gas y aceite en un punto en particular, a lo largo de la trayectoria de flujo es resultado de una combinación de:

- Expansión del gas libre.
- Encogimiento del aceite saturado.
- Transferencia de masa entre las fases gas y aceite (liberación de gas).

Yacimientos de aceite y gas disuelto de bajo encogimiento

Este tipo de yacimiento también es conocido como aceite negro o petróleo negro. Sus fluidos se encuentran en fase líquido, y se caracterizan por tener un porcentaje alto de heptano (C_7^+) (>40 %). La temperatura del yacimiento es menor que la temperatura crítica de la mezcla de hidrocarburos; el punto crítico, generalmente está situado a la derecha de la cricondenbara y las curvas de calidad se cargan hacia la línea de puntos de rocío.

Si la presión en el yacimiento es mayor que la presión de burbuja de sus fluidos, a la temperatura del yacimiento, se dice que se trata de un yacimiento bajo saturado (capaz de disolver más gas). Al explotar este yacimiento la temperatura permanecerá constante, no así la presión que declinará hasta alcanzar la presión de burbujeo, punto en el cual se inicia la liberación de gas en el yacimiento, el cual aparecerá en forma de burbujas; esta liberación de gas combinada con la extracción del aceite, hará que aumente constantemente la saturación de gas, hasta que se abandone el yacimiento (Garaicoechea P., Bashbush B., 1987).

En este tipo de yacimientos al alcanzarse la presión de burbujeo (o de saturación), comienza a variar la composición de los fluidos producidos y por lo tanto cambiará el diagrama de fases de los hidrocarburos remanentes. Este tipo de yacimientos produce generalmente un líquido negro a verde negruzco, con una densidad relativa mayor de 0.800 [gr/cm^3] y una relación gas-aceite instantánea menor de $200 \text{ m}^3_{\text{g}}/\text{m}^3_{\text{o}}$ (Tabla 1.2).

Yacimiento de aceite y gas disuelto de alto encogimiento

La mezcla de hidrocarburos se encuentra inicialmente en estado líquido cerca del punto crítico y las líneas de calidad están relativamente separadas de la línea de punto de rocío, lo que indica un alto contenido de componentes intermedios. La temperatura del yacimiento es ligeramente menor que la crítica de mezcla (Figura 1.12). El equilibrio de fases de estos yacimientos es precario y se produce un alto encogimiento del crudo (hasta de un 45 %) cuando la presión cae ligeramente por debajo de la presión de burbujeo (Pérez Planchart, 2009).

Para este tipo de yacimientos, la proporción de gases y líquidos en la producción está fuertemente influenciada por las condiciones de presión y temperatura de separación, así como el número de etapas que se empleen, condiciones que se situarán siempre, en la región de dos fases del diagrama. La relación gas-aceite que se obtiene de estos yacimientos están entre 200 y 1,000 $\text{m}^3_{\text{g}}/\text{m}^3_{\text{o}}$, los líquidos en el tanque de almacenamiento presentan una coloración ligeramente oscura, con una densidad relativa entre 0.85 y 0.75 [gr/cm^3].

Yacimientos de gas y condensado

Para este tipo de yacimientos, el fluido que se encuentra almacenado es siempre gas de una sola fase durante toda la vida del yacimiento, esto si la presión del yacimiento es superior a la presión de rocío de la mezcla; debido a que la temperatura de la formación excede la temperatura crítica (máxima temperatura de fase envolvente); ver tabla 1.2. Su composición será la misma hasta que, debido a la extracción, se alcance la presión de rocío (Garaicoechea P., Bashbush B., 1987).

En este instante se presentará la condensación del líquido dentro de los poros del yacimiento, el cual será inmóvil, por lo que cambiará la composición del gas producido en la superficie, disminuyendo su contenido de líquido y aumentando por secuencia la relación gas-aceite producido en el yacimiento, la temperatura está comprendida entre la crítica y la cricondeterma.

Cuando en el yacimiento se produce una reducción isotérmica de la presión y se cruza la presión de rocío, se entra a la región de dos fases, ocurriendo la llamada condensación retrógrada de las fracciones pesadas e intermedias, que se depositan como líquido en los poros de la roca; los hidrocarburos así depositados no logran fluir hacia los pozos, ya que raramente se alcanza la saturación crítica de líquido. El efecto dañino de permitir la condensación retrógrada, tiene la agravante de que lo que se deposita son las fracciones más pesadas de la mezcla (Islas Castelán, 2006).

Un gas húmedo normalmente está compuesto de un porcentaje bajo de componentes pesados, en este caso el fluido existe como gas en toda la declinación de la presión, ya que la temperatura excede a la cricondeterma. Aunque los fluidos remanentes en el yacimiento permanecen en la fase gaseosa, los fluidos producidos a través de los pozos entrarán a la región de dos fases, en virtud de la declinación de la presión y temperatura en la tubería de producción.

Yacimientos de gas seco

El diagrama de fase para este tipo de yacimiento se observa que del punto A al punto B existe una declinación de la presión del yacimiento a una temperatura constante, el punto de la P_s y T_s está separado del punto A, simula el cambio de las condiciones del yacimiento a las condiciones del separador a medida que el fluido es producido (Tabla 1.2).

Estos yacimientos contienen principalmente metano, con pequeñas cantidades de etano, propano y más pesados. Ni a las condiciones de yacimiento, ni a las de la superficie se entra a la región de dos fases, durante la explotación del yacimiento, por lo que siempre se está en la región de estado gaseoso. Teóricamente, los yacimientos de gas seco no producen líquido en la superficie, sin embargo, la diferencia entre un gas seco y un húmedo es arbitraria y generalmente un sistema de hidrocarburos que produzca con relaciones gas-aceite mayor de $20,000 \text{ m}^3_g/\text{m}^3_o$, se considera gas seco (Islas Castelán, 2006).

Tipo Características	Yacimientos de Gas y Condensados			
	Yacimiento de Aceite y Gas Disuelto (Aceite Volátil)	Gas y Condensados	Gas Húmedo	Gas Seco
Diagrama de Fase				
Temperatura	$T_y < T_c$	$T_c < T_y < \text{Cricondentërma}$	$T_y < \text{Cricondentërma}$	$T_y < \text{Cricondentërma}$
Punto crítico	P. C. a la derecha de la Cricondentërma	P. C. a la izquierda de la Cricondentërma	P. C. a la izquierda de la Cricondentërma	P. C. a la izquierda de la Cricondentërma
Estado en el yacimiento	Si $P > P_b$ @ T_y Yacimiento Bajosaturado (1 fase) Si $P < P_b$ @ T_y Yacimiento Saturado (2 fases)	Si $P > P_b$ @ T_y Yacimiento Bajosaturado (1 fase) Si $P < P_b$ @ T_y Yacimiento Saturado (2 fases)	Si nunca entra a la región de dos fases, en el yacimiento siempre se está en estado gaseoso	Si nunca entra a la región de dos fases, en el yacimiento siempre se está en estado gaseoso
Curvas de Calidad	Muy pegado a la línea de puntos de rocío.	Tienden a pegarse a la línea de puntos de burbuja	Más pegados a la línea de puntos de burbuja	Casi pegados a la línea de puntos de burbuja
Singularidades	—	Fenómenos Retrogradados	—	—
Producción en superficie	Dentro de la región (2 fases)	Dentro de la región (2 fases)	Dentro de la región (2 fases)	Dentro de la región (1 fase)
Composición	Grandes cantidades de pesados en la mezcla original	Grandes cantidades de intermedios en la mezcla original	Pequeñas cantidades de intermedios en la mezcla original	Casi puros componentes ligeros en la mezcla original
RGA $\left[\frac{m^3}{m^3}\right]$	< 200	200 — 1.000	10.000 — 20.000	< 20.000
Densidad líquida $\left[\frac{g}{cm^3}\right]$	$> 0,85$	0,85 — 0,75	0,80 — 0,75	$> 0,75$

Tabla 1.2_ En la tabla se muestra la clasificación de los yacimientos por el comportamiento de sus fluidos representados en un diagrama de fase; y las principales características de estos tipos de yacimientos (Tomado de la tesis “Explotación de campos maduros, aplicaciones de campo”; Durán Ramos y Ruiz Torres; 2009)

1.8 Yacimientos carbonatados naturalmente fracturados

Los yacimientos petroleros que están constituidos en su roca almacén por formaciones de secuencias calcáreas de cuenca, son yacimientos carbonatados naturalmente fracturados; este tipo de formaciones suelen presentar fallas, redes de fracturas, vórgulos y cavidades de disolución; es por ello que es indispensable conocer y entender el comportamiento y características de este tipo yacimientos para contar con mejores y más confiables caracterizaciones estáticas, dinámica, modelos geológicos y simulaciones; que ayudan a la toma de decisiones antes y durante la exploración y explotación.

Los yacimientos naturalmente fracturados en carbonatos representan una importante fuente de hidrocarburos, ya que a nivel mundial aportan el 50 % de la producción, y en México casi el 90 % de la producción proviene de este tipo de yacimientos (IMP, 2013). Estas formaciones geológicas presentan una amplia gama de propiedades estructurales, cuya descripción cuantitativa es una tarea fundamental para lograr una explotación sustentable y eficiente en la industria petrolera (Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.2, num. 3, p.199-214; 2006).

1.8.1 Características generales

Los yacimientos naturalmente fracturados presentan fracturas naturales que ayudan a generar porosidad secundaria y con esto estimula la comunicación entre poros en el yacimiento. Pero no obstante, estos conductos de alta permeabilidad a veces entorpecen el flujo de fluidos dentro del yacimiento, y llevan a una producción temprana de agua o gas y haciendo que los mecanismos que se implemente para recuperación secundaria resulten ineficientes.

Nelson en 1985 define a un yacimiento naturalmente facturado como aquel que tiene una o varias discontinuidades planares macroscópicas y microscópicas, que suceden naturalmente debido a la deformación o la diagénesis.

Un yacimiento naturalmente fracturado es un medio poroso que tiene planos discontinuos (fracturas) naturales originados por diferentes procesos geológicos como pueden ser tectónicos y/o diagenéticos; estas fracturas tienen un efecto negativo o positivo en el flujo de los fluidos al incrementar la porosidad, permeabilidad o incrementando su anisotropía.

En conclusión, un yacimiento carbonatado naturalmente fracturado (YCNF), es aquel volumen de roca compuesto por un sistema multiporoso, en el que se encuentran fracturas (microfracturas, mesofracturas, macrofracturas), canales de disolución, vórgulos (microvórgulos y macrovórgulos), cavernas, presencia de varios tamaños en las gargantas de poro y redes de fracturas, las cuales actúan simultáneamente, y son saturados por hidrocarburos y/u otros fluidos (Lugo Ruiz, 2010).

Este tipo yacimientos presentan dos tipos de medios porosos, al primer medio se le denomina porosidad primaria y al segundo porosidad secundaria.

El primer medio, está constituido por la porosidad de matriz y microfracturas; contiene la mayoría del fluido almacenado en el yacimiento y se caracteriza por tener baja capacidad de flujo. El segundo medio está constituido por las redes de fracturas y cavidades de disolución, éste actúa como el medio que conduce a los fluidos con alta permeabilidad y con rangos de almacenamiento bajo, mediano y alto. Cada medio poroso tiene características propias, la interacción de los elementos del sistema primario y secundario define una característica, la cual es denominada propiedad del sistema de doble porosidad (Lugo Ruiz, M.2010).

En la figura 1.12 se muestra un modelo representativo de la interacción de los elementos de la porosidad primaria y secundaria (doble porosidad) que dominan el flujo de fluidos en los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados.

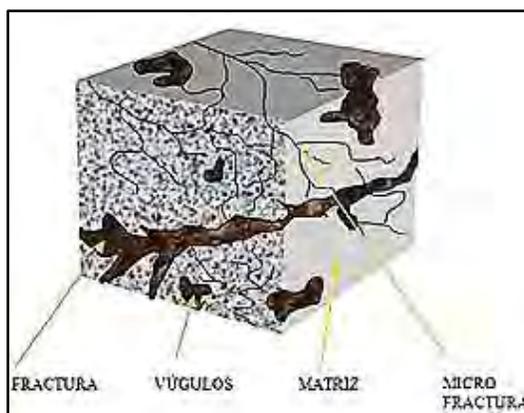


Figura 1.12_ Modelo representativo de doble porosidad que dominan el flujo de fluidos en yacimientos naturalmente fracturados (Tomado de la tesis "Discretización de la porosidad de los yacimientos naturalmente fracturados", Lugo Ruiz; 2010).

1.8.2 Sistemas fracturas que presentan los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados

Steams en 1990, define a una fractura natural, como una discontinuidad planar macroscópica, resultado de los esfuerzos que exceden el punto de ruptura de la roca, cuya discontinuidad se presenta conforme a superficies planas.

Las fracturas se forman por esfuerzos cortantes, en zonas de compresión, extensión y tensión. También son generadas por pérdida de carga, pérdida de volumen, enfriamiento, por efecto de la diagénesis, y por la actividad biológica. Con base a lo anterior las fracturas se pueden clasificar de manera experimental, por su morfología y por su ocurrencia natural.

Clasificación experimental

En el laboratorio, a las fracturas se les divide en tres tipos ya que han sido observadas en forma consistente y en ángulos predecibles con referencia a las tres principales direcciones de esfuerzo, durante pruebas de compresión, extensión y tensión. Todas las fracturas en las rocas caen dentro de estos tipos básicos de fracturas, cizalla, extensión y tensión (Nelson, 2001).

En la figura 1.13 se muestran los planos potenciales de fracturamiento desarrollados en pruebas de laboratorio; donde las fracturas por cizalla tienen un sentido de desplazamiento paralelo al plano de fractura. Las fracturas de extensión son aquellas en las cuales las dos paredes de la roca agrietada se muevan a cierta distancia una de otra en sentidos opuestos, alejándose del plano de fractura. Por último las fracturas de tensión son similares a las fracturas de extensión por que en ambos casos las paredes se separan perpendicularmente, a una cierta distancia del plano de fracturamiento solo que se forman por una componente mínima de esfuerzo tensional negativo (Nelson, 2001).

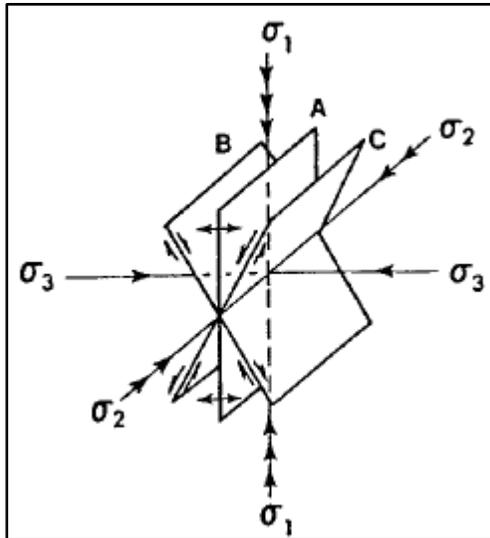


Figura 1.13_ Esquema que muestra los planos de fractura obtenidos en pruebas de laboratorio. (A): Fracturas de extensión (B y C): Fracturas de cizalla (Tomado de Nelson, 2001).

Clasificación por ocurrencia natural

El fracturamiento en rocas del subsuelo desde un punto de vista cualitativo es similar al de la roca equivalente bajo pruebas de laboratorio desarrolladas bajo condiciones ambientales similares; por lo que se asume que los patrones de fracturamiento natural reflejan la misma geometría con respecto a las fracturas generadas al aplicar cargas sobre la misma litología en pruebas controladas en laboratorio. Asumiendo que esto es correcto, la clasificación de las fracturas naturales, puede fundamentarse en el origen de las fuerzas que causan o dan origen a las fracturas, basándose en los datos de laboratorio y en la geometría de los sistemas de fracturas observados (Romero Miranda; 2011), la clasificación resultante es:

Fracturas tectónicas. Su origen, orientación, distribución, y morfología pueden ser atribuidos o asociados a eventos tectónicos locales. Este tipo de fracturas se pueden desarrollar por la aplicación de fuerzas externas o de superficie (en contacto) y pueden ser relacionadas con el tectonismo como en el caso del plegamiento y fallamiento (Figura 1.14). La mayoría de la producción de hidrocarburos en el mundo proviene de este tipo de fracturas (Aguilera, 2007).

Fracturas regionales. Este tipo de fracturas son aquellas que se han desarrollado a lo largo de grandes áreas de la corteza terrestre y que solo han sufrido pequeños cambios relativos a su orientación; no muestran evidencias de separación a través de sus planos de fractura y siempre son perpendiculares a las superficies de estratificación en rocas sedimentarias. Las fracturas regionales se diferencian de las fracturas tectónicas, porque las fracturas regionales son desarrolladas con una geometría consistente y simple, tienen un espaciamiento relativamente grande y son desarrolladas en un área extremadamente grande y cruzando a las estructuras locales (Figura 1.14).

Fracturas de contracción. Esta clase de fracturas es una combinación de fracturas de tensión y extensión asociadas a una reducción de volumen general en la roca; se manifiestan como resultado de procesos como desecación, cambio de fase mineral, gradiente termal (Figura 1.14).



Figura 1.14_Tipos de fracturas por su ocurrencia natural y experimental. Fractura tectónica (A: Plegamiento, B: Falla normal, E: Falla inversa), C: Fractura regional, D: Fractura de contracción (deseccación) (Tomado de presentaciones de clase "geología estructural", Padilla y Sánchez, 2011; Amaya Santiago, 2010)

Clasificación por su morfología

La morfología relaciona la forma natural de las fracturas; tanto las fracturas como las fallas representan un volumen dentro de las formaciones, que pueden ser ocupados por fluidos, se han clasificado en fracturas abiertas, deformadas, rellenas de mineral y las fracturas por cavidades (Nelson., 2001).

Fracturas abiertas. Este tipo de fracturas se caracterizan por no presentar material diagenético en el espacio entre las paredes de la fracturas, por tal razón no se encuentran cementadas y en consecuencia no contienen algún tipo de mineralización secundaria, el ancho de la fractura es muy pequeño, probablemente del tamaño de poro (Figura 1.15), pero incrementan significativamente la permeabilidad paralelamente a la fractura y por otra parte hacen que decrezca la permeabilidad perpendicularmente. La porosidad en este tipo de fracturas es importante y pueden funcionar como conductos abiertos por donde pueden fluir los fluidos.

Fracturas deformadas. Este tipo de fracturas involucra a las que inicialmente fueron abiertas en su formación y han sido subsecuentemente alteradas por deformación (Figura 1.15). Dentro de este tipo se encuentran las fracturas de desgarramiento y relleno y las de lados deslizados. Los desgarramientos ó socavaciones, son cubiertos por material fino producto de los procesos de abrasión, y deslizamiento. Estas incrementan la permeabilidad paralela y reducen la permeabilidad perpendicular con respecto al plano de fracturamiento; pueden ser causantes de una gran anisotropía.

Fracturas rellenas de mineral. Estas fracturas son aquellas que han sido rellenas por una mineralización secundaria o diagenética. Principalmente por cuarzo o calcita, o ambos; esta mineralización puede llenar completa o parcialmente las fracturas. Considerando esto, las fracturas resultan ser formidables barreras de la permeabilidad. Por otra parte pueden tener un efecto positivo en la recuperación de hidrocarburos al evitar el cierre parcial o total de la fractura. Son importantes en la predicción y cuantificación del flujo, pero afortunadamente no siempre las fracturas están cerradas.

- Fracturas completamente llenas. Los sistemas de este tipo de fracturas no aportan atributos positivos al yacimiento (Figura 1.15), pero pueden aportar información importante para definir los esfuerzos e interpretar el comportamiento estructural y diagenético, tomando en cuenta que las fracturas pueden considerarse como registros de los eventos de deformación y cementación.
- Fracturas incompletamente llenas. En este tipo de fracturas se pueden presentar algunos espacios de poro medibles dentro del mineral de relleno. Estos espacios pueden ser de naturaleza primarios o secundarios a la fractura (Figura 1.15), frecuentemente la porosidad secundaria se desarrolla en el relleno de la fractura, como resultado de la disolución de la calcita.

Fracturas por cavidades o vúgulos. Este tipo de fracturas no son en realidad una parte morfológica de la fractura, más bien son el resultado de la alteración de la matriz alrededor de la fractura (Figura 1.15). Se producen por la circulación de aguas ácidas, percolladas a través de las grietas en las rocas carbonatadas, disolviéndolas y dando lugar al desarrollo de formas kársticas.

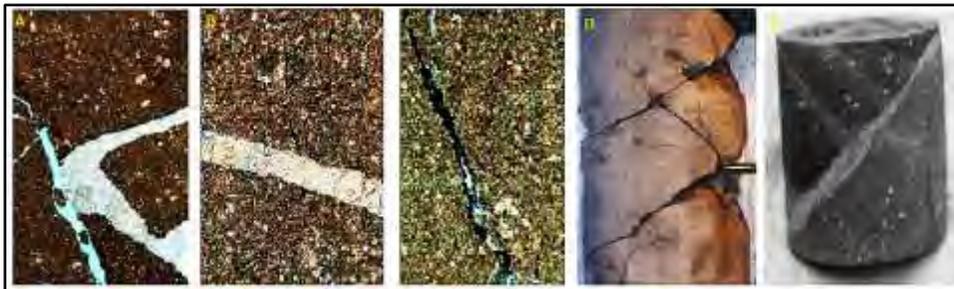


Figura 1.15, Clasificación de fracturas por su morfología; A: Fracturas abiertas y totalmente llenas, en caliza tipo mudstone; B: Fractura completamente cerrada, en caliza tipo mudstone; C: Fracturas incompletamente llena, en caliza tipo mudstone; D: Fracturas por cavidades o vúgulos; E: Fracturas deformadas (Tomado de la tesis "Importancia de las fracturas en diferentes aplicaciones de la geología" Romero Miranda, 2011; Apuntes de la asignatura de geología de yacimientos naturalmente fracturados" Amaya Santiago, 2010).

1.8.3 Sistema de porosidad en los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados

El sistema de porosidad en carbonatos es más complejo que en rocas detríticas debido a la contribución biológica y a la mayor reactividad química. Choquette Pray en 1970 define al sistema poroso como porosidad primaria y porosidad secundaria.

Porosidad primaria. La cual se desarrolló al mismo tiempo que los sedimentos cuando estos fueron depositados. Las rocas sedimentarias con este tipo de porosidad son las areniscas (detríticas o clásticas) y calizas (no detríticas). Por lo tanto, es una característica inherente a la roca. La porosidad primaria a su vez se clasifica en porosidad intergranular, intragranular, fenestral. El valor de la porosidad primaria depende de varios factores, entre ellos el arreglo y distribución que guardan los granos del sedimento, la cementación y el grado de interconexión entre espacios porosos.

- ✚ Porosidad intergranular (Figura 1.16). Son los espacios (poros) que existen entre los granos (sólidos) que forman la roca, y está compuesta por una matriz de micrítica; el espacio entre los granos está sin rellenar por sedimento o por cemento. Es un tipo de porosidad primaria, típica de areniscas (detríticas o clásticas) y calizas (no detríticas), caracterizada por presentar buena conectividad y permeabilidad; los granos calcáreo soportados entre sí tienen un tamaño entre 0.004 mm – 2mm. En este tipo de arreglos la porosidad efectiva (Φ_{efe}) es casi equivalente a la porosidad absoluta (Φ_{abs}).

Porosidad secundaria. Este tipo de porosidad se desarrolló por procesos geológico (diagénesis y catagénesis) o artificial subsiguiente a la depositación de sedimentos. Puede ser debida a la solución o fractura (artificial o natural) o cuando una roca se convierte en otra (caliza a dolomita). La magnitud, forma, tamaño e interconexión de los poros podría no tener relación directa de la forma de las partículas sedimentarias originales. Este tipo de porosidad se clasifica en porosidad intercrystalina, móldica, de fractura, canales, vugular y cavernas.

- ✚ Porosidad intercrystalina (Figura 1.16). Este tipo de porosidad puede ser de origen primario o secundario, en el segundo caso es resultado de procesos físicos y/o químicos (diagenéticos) posteriores a la depositación de los sedimentos. Este tipo de porosidad se refiere a los espacios existentes entre los planos de un cristal o espacios vacíos entre cristales; los cristales están constituidos de carbonato de calcio o de magnesio; se considera el espacio entre cristales como conductos porosos. Muchos de estos poros son sub-capilares, poros menores de 0.002 mm de diámetro. Se da sobre todo en dolomitas, es asociada al proceso de dolomitización. La permeabilidad está controlada por el tamaño de los cristales; los cristales más pequeños son los de menor permeabilidad por efectos de tensión superficial.

- ✚ Porosidad vugular o de cavidades (Figura 1.16). El vugulo se define como un poro semicircular y marcadamente elongado, Este tipo de porosidad ocurre únicamente en rocas carbonatadas y es resultado de los procesos de disolución de material calcáreo. De acuerdo con el tamaño de los espacios, se pueden clasificar como microvúgulos (0.5 mm.), mesovúgulos (0.5 a 4 mm.) y megavúgulos (4 a 256 mm). El tamaño y número de los vúgulos es crucial para determinar la permeabilidad de las rocas.
- ✚ Porosidad de fractura (Figura 1.16). Este tipo de porosidad es muy común en las rocas carbonatadas; esta porosidad resulta como consecuencia de las aperturas ocasionadas por el rompimiento de una roca que aunque porosa no permite el paso de fluidos a través de sus poros. Se da en cualquier roca que sea frágil a los esfuerzos, o bien por reducción de volúmenes debido a enfriamiento en el caso de rocas ígneas. Esta se presenta en etapas diagenéticas avanzadas y por procesos tectónicos.

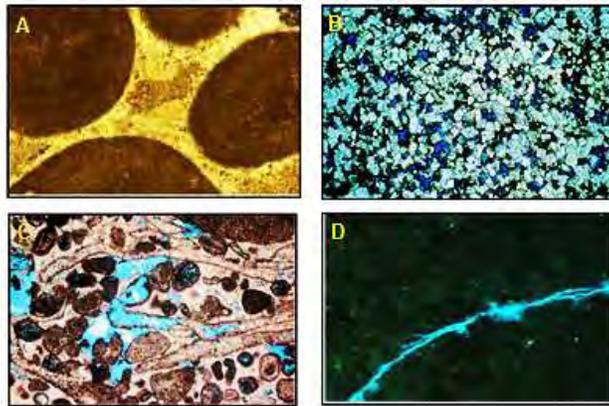


Figura 1.16_Tipos de porosidad; A: Porosidad intergranular; B: Porosidad intercrystalina; C: Porosidad en vúgulos; D: Porosidad por fractura (Tomado de www.gmg.unizar.es, 2005; presentación de registros geofísicos de pozo, Martell Andrade, 2012)

1.8.4 Clasificación de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados

Una vez que el origen, continuidad y propiedades de las fracturas dentro de un yacimiento han sido determinadas y la interacción del flujo entre la fracturas y la matriz, han sido investigadas, el yacimiento puede ser clasificado bajo la base de que efectos positivos provee el sistema de fracturamiento en general a la calidad del yacimiento. La siguiente clasificación (Figura 1.17), ha sido desarrollada por Nelson 2001, para los yacimientos naturalmente fracturados.

Tipo 1. Las fracturas proveen la porosidad primaria y permeabilidad en un yacimiento, habitualmente poseen áreas de drene grandes por pozo y requieren menos pozos para su desarrollo. La matriz tiene pequeños valores de porosidad y/o permeabilidad; estos yacimientos son altamente anisotrópico y heterogéneos. También muestran regímenes de producción iniciales altos pero también están sujetos a rápida declinación de la producción, irrupción temprana de agua y/o gas y presentan dificultades en la determinación de reservas.

Tipo 2. Poseen baja porosidad y baja permeabilidad en la matriz; y las fracturas proveen la permeabilidad esencial para la productividad. Pueden tener regimenes de producción iniciales sorprendentemente buenos, para una matriz de baja permeabilidad, pero pueden presentar dificultades durante la recuperación secundaria si la comunicación existente entre la fractura y la matriz es pobre.

Tipo 3. En la matriz poseen alta porosidad y baja permeabilidad pueden producir sin fracturas, de manera que las fracturas en estos yacimientos proveen permeabilidad adicional en la que presentan alta permeabilidad y baja porosidad.

Tipo 4. Las fracturas no proveen porosidad y permeabilidad adicional significativa a los yacimiento, sino por el contrario, suelen construir barreras para el flujo. En la matriz presentan alta permeabilidad y alta porosidad; en las fracturas presentan alta permeabilidad y alta porosidad.

Tipo M. Este tipo de yacimientos poseen alta porosidad y permeabilidad matricial, de manera que las fracturas abiertas pueden mejorar la permeabilidad, pero las fracturas naturales a menudo complican el flujo de fluidos en estos yacimientos a través de la formación de barreras.

Los yacimientos naturalmente fracturados plantean una paradoja relacionada con la producción; ya que presentan una baja recuperación de hidrocarburo; aunque son altamente productivos en un inicio, pero su producción declina rápidamente; además se caracterizan por la invasión temprana de gas y/o agua. Es importante hacer una evaluación del sistema de porosidad; esto implica cuantificar la capacidad de almacenamiento relativa de hidrocarburo de la matriz y de las fracturas, y por ultimo tener una idea clara con respecto a la interacción que existe entre la matriz y las fracturas (Aguilera, 2007).

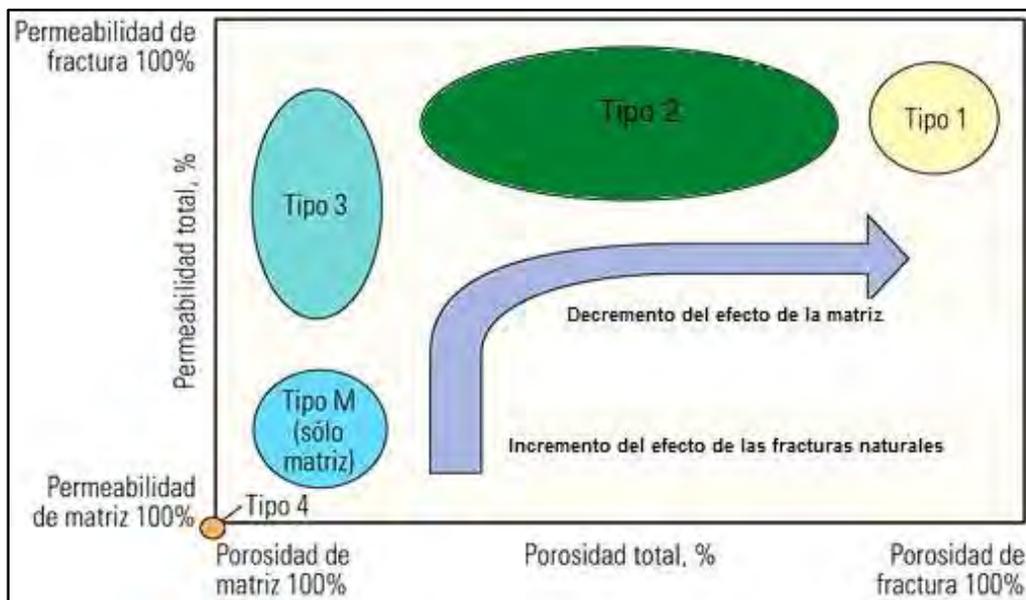


Figura 1.17_ Sistema de clasificación de yacimientos naturalmente fracturados.
(Tomado de Oilfield Review, 2006).

1.8.5 Caracterización de los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados

La caracterización de un yacimiento naturalmente fracturado consiste en detectar y evaluar los elementos que constituyen y afectan el comportamiento del yacimiento a partir de información puntual adquirida de pozos y en el área a caracterizar; y con ello reconstruir la arquitectura del yacimiento a través de un modelos geológicos del yacimiento (estructuras y propiedades físicas) basado en la integración de la información geofísica, petrofísica, geológica y de ingeniería con el fin de calcular reservas y crear un plan de desarrollo óptimo del campo

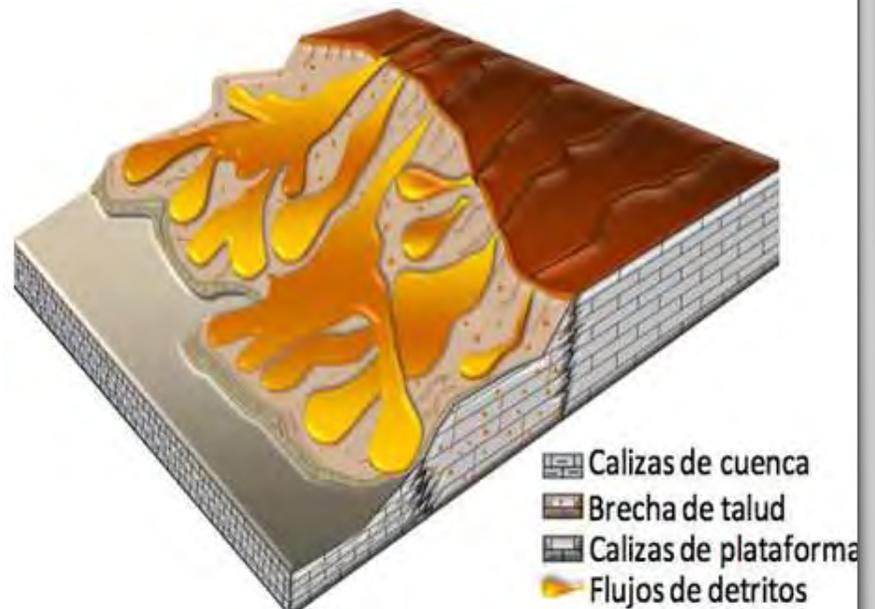
La caracterización de un yacimiento se puede hacer desde el punto de vista estático y dinámico. Desde el punto de vista estático este tipo de caracterización tiene como objetivo determinar la dirección preferencial de las fracturas, así como los sectores del yacimiento en los cuales están más desarrolladas y hay mayor cantidad. Para elaborar este tipo de caracterización es indispensable integrar datos geológicos (datos de afloramiento, datos de recortes de perforación), datos geofísicos (información sísmica 3D y de sísmica multicomponente), datos de registros de pozos, y datos de laboratorio (análisis de núcleos) (Cinco Ley, 2002)

La caracterización dinámica de un yacimiento fracturado tiene como objetivo determinar la facilidad con la cual los fluidos pueden desplazarse a través de su estructura y las direcciones preferenciales que seguirán en su recorrido hacia los pozos. El comportamiento de producción de un yacimiento naturalmente fracturado estará influenciado principalmente por la calidad de las fracturas como conducto de fluidos y por el grado de comunicación que exista entre la matriz y las fracturas. Para desarrollar este tipo de caracterización es necesario integrar datos de pruebas de presión, datos de producción, registro de molinete hidráulico y pruebas de trazadores (Cinco Ley, 2002)

*CAPÍTULO II.
SECUENCIAS DE CALIZAS
DE CUENCA*

2013

*CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS-
GEOFÍSICAS DE LOS YACIMIENTOS
PETROLEROS EN SECUENCIAS
CÁLCAREAS DE CUENCA*



CAPITULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

La exploración y explotación de hidrocarburos en yacimientos carbonatados representa un reto técnico, debido a que la roca almacén en muchos de los casos está constituida de secuencias de calizas, que presentan texturas tipo mudstone o wackestone con un alto grado de fracturamiento, las cuales muchas veces son depositadas en un ambiente de cuenca. Esto hace que se requiera de un profundo conocimiento del origen, composición y propiedades físicas de este tipo de rocas para la óptima extracción de aceite y/o gas.

Las calizas son rocas sedimentarias comúnmente estratificadas cuyos procesos de formación es de tipo continental o marina, en este sentido se dice que son procesos exógenos. Las calizas están constituidas por tres elementos básicos como son los granos (aloquímicos), matriz micrítica y cementante esparítico (ortoquímicos).

La caliza podría ser considerada una roca poligenética; ya que este término se refiere a que pueden tener un origen químico, mecánico y biológico. Las calizas están formadas al menos por un 50% de carbonato de calcio o calcita (CaCO_3), con porcentajes variables de impurezas, en su interpretación más amplia, el término incluye cualquier material calcáreo que contenga carbonato de calcio como calcita, creta, travertino, coral y marga (Alvares Jr., 1957).

Por ejemplo las rocas calizas que tienen un origen bioquímico se forman por la acción de los seres vivos; estos fijan el calcio disuelto en el mar y lo utilizan para construir sus esqueletos los cuales estarán compuestos de calcita o aragonito, cuando estos mueren, sus esqueletos se depositan en cuencas sedimentarias, y formaran calizas con alto contenido en calcita, ya que el aragonito es muy inestable y se transforma en calcita (Guerrero, 2001).

2.1 Procesos o mecanismos de producción de sedimentos carbonatados formadores de rocas calizas

En gran parte del mundo se encuentran inmensas secuencias de carbonatos y la mayor parte de los sedimentos carbonatados se forman principalmente en ambientes de aguas marinas templadas y tropicales. En el proceso de sedimentación intervienen varios factores del medio ambiente, como son la temperatura del agua, la profundidad (tirante de agua), la penetración de luz, la salinidad, y la turbulencia (Arche et al; 1992).

La producción de carbonatos se lleva a cabo fundamentalmente a partir de cuatro procesos como es la precipitación orgánica o secreción, la precipitación inorgánica, la bioerosión y la erosión mecánica. El carbonato de calcio depositado en forma de conchas, caparazones y otras estructuras orgánicas, llega a formar gruesos depósitos (Dunbar, 1963), aunque la forma en la cual el carbonato de calcio se deposita es específica para cada organismo.

Precipitación orgánica

La precipitación de carbonato marina puede estar libre de la influencia orgánica (abiótico), inducida por organismos, pero no influenciados por ellos (inducida biótica) o totalmente regulada por organismos (controlado biótica).

A grandes escalas, los modos de precipitación se combinan para diferentes sistemas de producción de carbonato o "fábricas": de fábrica tropical, dominada por precipitación biótica-controlado por los organismos fotosintéticos; fábrica de agua fría, dominada por precipitación controlada de biótica en gran parte no organismos fotosintéticos, y de la fábrica de barro montículo con precipitación biótica inducida, principalmente por bacterias (Schlager W. 1996).

Fabrica Tropical

La fábrica tropical se encuentra en el entorno fótica de las latitudes bajas , alrededor de 30° a 35° de la línea ecuatorial . La producción está dominada por la precipitación del esqueleto con una contribución significativa de ooides abióticos y probablemente pescadillas . Se añaden cantidades significativas de los cementos marinos durante la diagénesis temprana dentro del entorno sedimentario . El modo microbiana puede contribuir a través de granos oncoid y estromatolitos . La fábrica tropical muestra el potencial de crecimiento más alto de todas las fábricas de carbonato (Schlager W. 1996).

Fábrica de carbonato de agua fría

Se extiende hacia el círculo polar. Está dominado por los restos de la biota no fotosintéticos. El lodo es un componente derivado en gran medida de la abrasión de las partes del esqueleto. Los niveles de acumulación son significativamente más bajos que en la fábrica tropical (Schlager W. 1996).

Fábrica de montículos de lodo

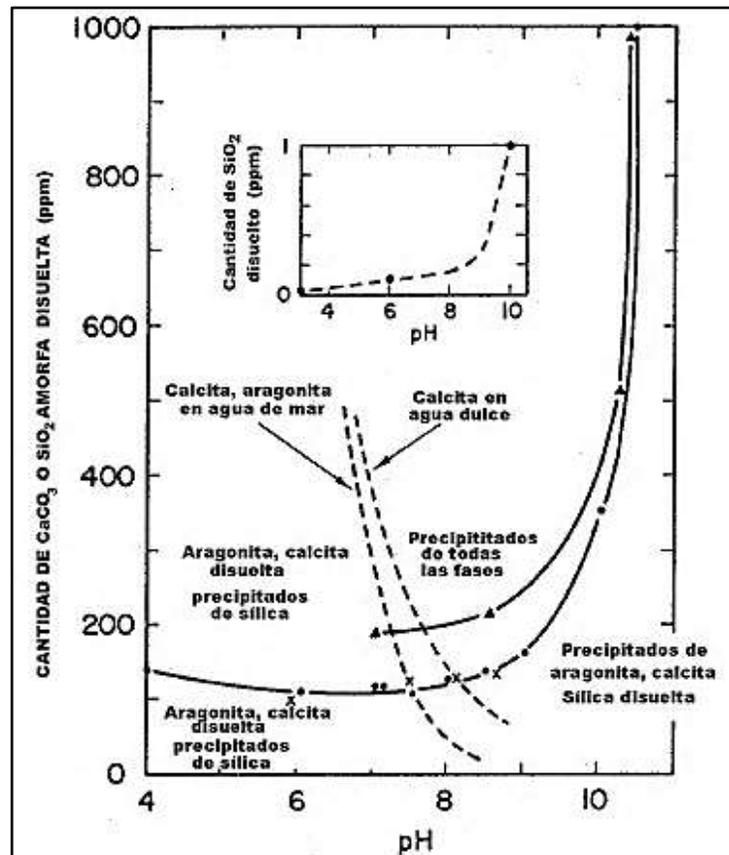
Este tipo de farbrica está dominada por la precipitación inducida por microbios. Por lo tanto, la precipitación por abióticos contribuye significativamente a la fábrica de lodo de montículo. Además, el material esquelético de agua fría a menudo contribuye a los depósitos de montículos de lodo. La fábrica montículo es capaz de construir estructuras elevadas; los montículos no se desarrollan en zonas de alta energía. Las tasas de sedimentación son comparables a los de la fábrica tropical. Sin embargo, los montículos exportan menos sedimentos que los arrecifes tropicales y plataformas, por lo que la producción total de la fábrica montículo es probablemente menor que la de la fábrica tropical (Schlager W. 1996).

Precipitación inorgánica o química

El carbonato de calcio (CaCO_3) tiene un límite definido de solubilidad en el agua, que varía con la temperatura, la presión, el pH y la concentración de otros iones disueltos en el agua (Dunbar, 1963).

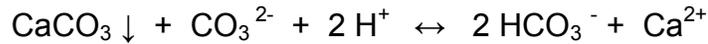
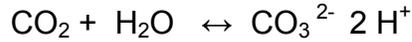
Si la concentración de CaCO_3 en el agua baja de este límite, el agua no estará saturada y tenderá a disolver cualquier CaCO_3 sólido con el cual esté en contacto. Al elevarse la concentración sobre éste límite, el agua estará sobresaturada y se precipitará CaCO_3 sólido. La solubilidad de la calcita (CaCO_3) aumenta debido a alto CO_2 contenido de en aguas profundas y anóxicas.

El potencial de hidrogeno (pH) influye en la disolución y la precipitación del carbonato de calcio. Un valor bajo de pH favorece la disolución de CaCO_3 , un valor alto de pH favorece la precipitación del carbonato de calcio. El pH del agua de los ríos es de ligeramente alcalino a ligeramente ácido; mientras que el pH en la superficie del agua del mar tiende a un valor de 8.3 (alcalino) con un comportamiento constante. Cuando el pH disminuye en el agua de mar, el carbonato de calcio se disuelve, por lo que en aguas cálidas y mares someros la disolución de la aragonita y la calcita por procesos inorgánicos casi no se presenta (Grafica 2.1).



Grafica 2.1_Efectos del pH sobre la solubilidad del carbonato de calcio (CaCO_3), cuarzo y la sílice amorfa (Tomado de Friedman, 1978).

Las calizas proceden en última instancia de la precipitación del carbonato de calcio que existe en disolución en las aguas continentales y oceánicas. En realidad, el carbonato de calcio es una sustancia insoluble, sin embargo cuando reacciona con el ácido carbónico, proveniente de la disolución del anhídrido carbónico en el agua, se transforma en bicarbonato, que sí es soluble (Arche et al; 1992), tal como se muestra en las siguientes ecuaciones:



Cuando la reacción ocurre en sentido directo, se produce la disolución de las calizas. En cambio, en sentido inverso ocurre precipitación de carbonato de calcio. La materia orgánica al oxidarse libera CO_2 que es conducente en agua a la formación de ácido carbónico.

Erosión mecánica

Este proceso genera fragmentos de carbonatos de forma desigual a lo largo del ambiente sedimentario, como ocurre en las plataformas. Es más intensa en los márgenes, donde el crecimiento de arrecifes y bancos de arenas altera el equilibrio entre la acumulación de sedimentos y el oleaje presente, que agita continuamente la columna de agua (Figura 2.1).

Bioerosión

Es la erosión producida por los organismos, la cual es mayor en calizas y dolomías en comparación con los terrígenos. La intensidad de la bioerosión es mayor en la zona intermareal y se incrementa con el contenido de nutrientes en el mar. Además de los fenómenos anteriores, participan factores de naturaleza física, química y biológica. Los factores físicos involucran la temperatura, la batimetría, la circulación, claridad del agua, la energía del medio (oleaje, mareas, corrientes), la luz. Los factores químicos incluyen la salinidad del agua, los nutrientes presentes y la saturación de la calcita (CaCO_3).

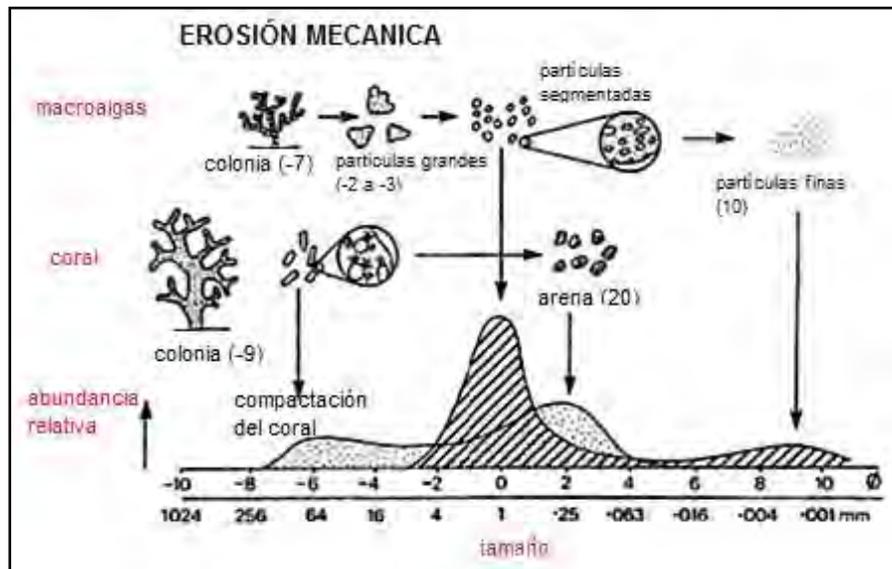


Figura 2.1_Diagrama que muestra fragmentos de carbonatos formados por la acción de la erosión mecánica (Tomado de Folk y Robles, 1964).

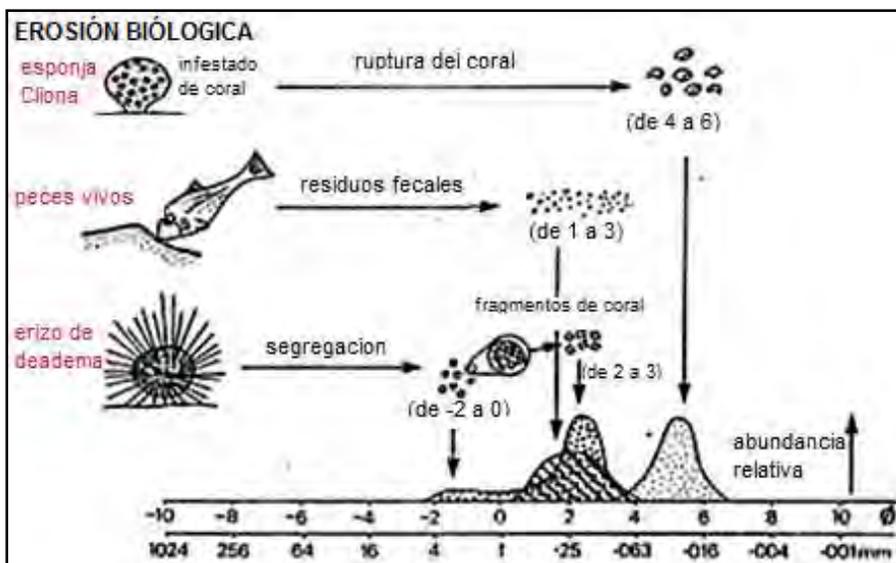


Figura 2.2_Diagrama que muestra fragmentos de carbonatos formado debido a la bioerosión. (Tomado de Folk y Robles, 1964).

2.2 Factores que controlan la producción de carbonatos

2.2.1 Factores Físicos

Temperatura

La precipitación química se acelera en función de la temperatura, de tal forma que en ambientes más cálidos se tienen mayores acumulaciones de carbonatos. En medios donde se tiene mayores temperaturas pueden existir grandes colonias de organismos.

Debido al CO_2 presente en el ambiente marino la cantidad de este gas presente en el agua de mar afectará directamente que cantidad de CaCO_3 se disuelve o se precipite; por lo tanto, todo lo que afecte la concentración de CO_2 afectará la disolución o precipitación del CaCO_3 .

Uno de los factores que afectan al CO_2 es la temperatura, ya que en aguas frías aumenta la concentración de CO_2 lo que lleva a una disolución de CaCO_3 ; y en aguas cálidas disminuye el dióxido de carbono por lo que existe una precipitación de carbonato de calcio, lo que indica que la solubilidad del dióxido de carbono disminuye al aumentar la temperatura y esto lleva a la precipitación del carbonato de calcio y a la formación de sedimentos carbonatados; por esta razón los sedimentos carbonatados se forman solo en mares tropicales y subtropicales, más que en latitudes frías o a mayores profundidades marinas (E. Tucker y colaboradores; 1990).

En aguas someras se encuentra una cantidad importante de carbonatos, de tal forma que los organismos marinos no tienen dificultad en remover los iones de calcio y bicarbonato del agua para formar parte de sus conchas y esqueletos. Los valores de temperatura óptima oscilan entre los 20 ° C y 25° C.

Profundidad

La profundidad juega un papel importante en la temperatura a la que se encuentra el agua de mar, ya que conforme aumenta la profundidad hay una disminución de la temperatura; por lo que en aguas más frías el bióxido de carbono está más disuelto en comparación con aguas cálidas.

El aumento de CO_2 provoca un aumento en el ácido carbónico (H_2CO_3), resultando una disolución en las conchas de calcita y aragonita al caer al piso marino. Algunas conchas sobreviven a los 5,000 m de profundidad. El aumento de la presión hidrostática a tal profundidad aumenta la solubilidad de la calcita (CaCO_3) (E.Tucker y colaboradores; 1990).

La profundidad por debajo de la cual ya no se acumula el CaCO_3 se le denomina el nivel de compensación, el cual se encuentra casi a los 5,000 m en las regiones ecuatoriales, pero se eleva gradualmente hacia la superficie del mar en latitudes más altas, como consecuencia de las temperaturas más bajas en las regiones polares. El nivel de compensación de carbonatos (NCC) varía de acuerdo al contenido de CO_2 y la temperatura, estando en promedio a 3,500 m de profundidad (Figura 2.3).

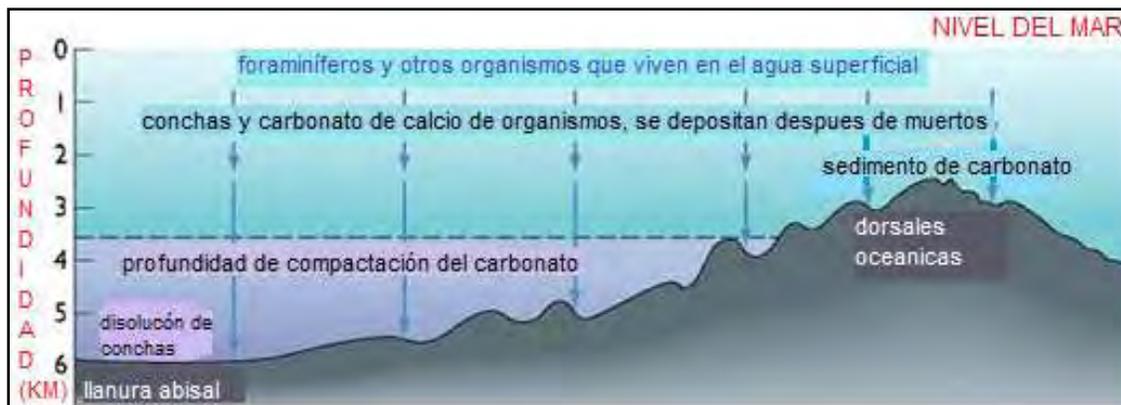
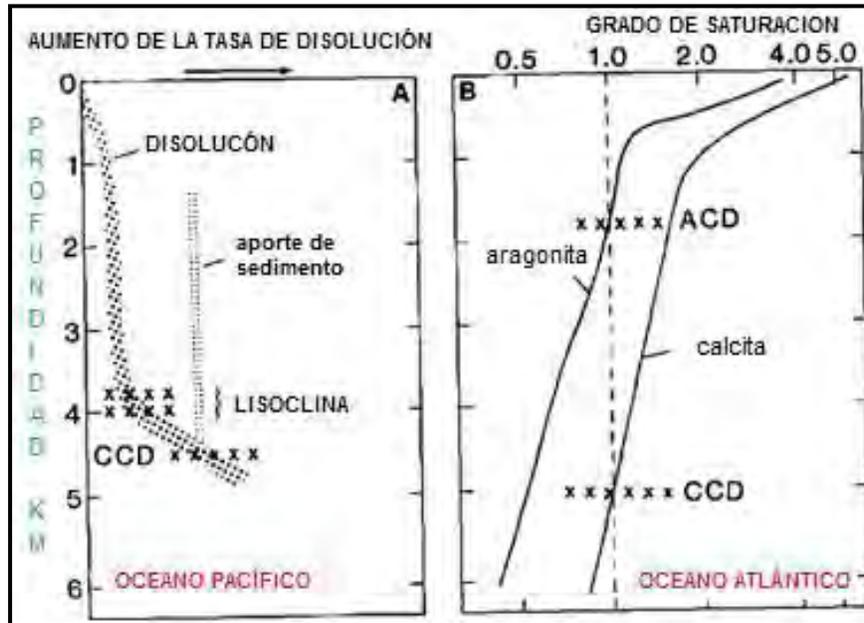


Figura 2.3 Profundidad de compensación de carbonato de calcio (PCC), donde abajo de la CCD, el agua tiene más CO_2 lo cual resulta en más ácido carbónico que disuelve al carbonato. (Modificado de <http://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/AmbSedMar.pdf>, 2005).

En la gráfica 2.2 se muestran dos perfiles, el primer perfil marcado como A muestra la disolución del carbonato de calcio (CaCO_3), en la cual la curva se comporta de manera creciente al aumentar la profundidad; conforme aumenta la profundidad se llega a una profundidad conocida como lisoclina que es la profundidad en la que la velocidad de disolución aumenta y a otra profundidad conocida como profundidad de compensación (CCD) que es la profundidad en donde no se encuentra CaCO_3 debido a que se disuelve el carbonato de calcio.

En el segundo perfil marcado como B, se muestra que conforme aumenta la profundidad la saturación disminuye; esto para la calcita y la aragonita.



Grafica 2.2_Graficas que muestran la saturación y disolución de carbonatos en el mar profundo (modificado de E. Tucker y colaboradores, 1990).

Luz solar

La luz es probablemente la característica más importante para la precipitación de carbonatos; ya que la mayor parte del carbonato esquelético es secretada por los organismos que requieren de luz solar (energía solar) para llevar a cabo la fotosíntesis, como lo son las algas, corales, entre otros (Schlager, 2005).

La fotosíntesis es un proceso complejo que requiere de luz solar para que se lleve a cabo; la representación química de este proceso es el siguiente.



El proceso de la fotosíntesis permite que ocurra la extracción del dióxido de carbono del agua de mar, lo que provoca que haya una mayor saturación de carbonatos lo cual facilita la precipitación química de la calcita; como consecuencia existe una disminución en la producción de carbonatos esqueléticos con la profundidad.

La penetración de luz se ve afectada por la turbidez del agua, disminuyendo la intensidad de la penetración de luz al incrementar la cantidad de sedimentos suspendidos. La zona fótica se alcanza hasta los 100 m de profundidad, sin embargo los organismos que generalmente llevan a cabo la fotosíntesis abundan entre los 10 m y 20 m. A esta región en donde se alcanza la mayor productividad biogénica, se le denomina fábrica de carbonatos (Figura 2.4) (Nichols, 1999).

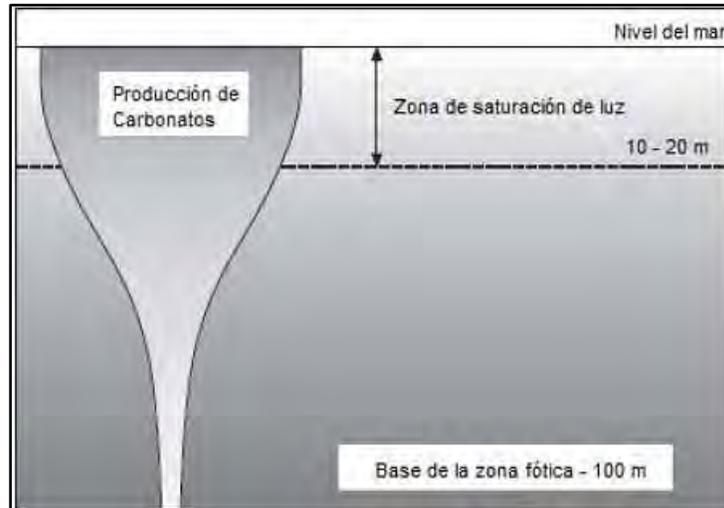
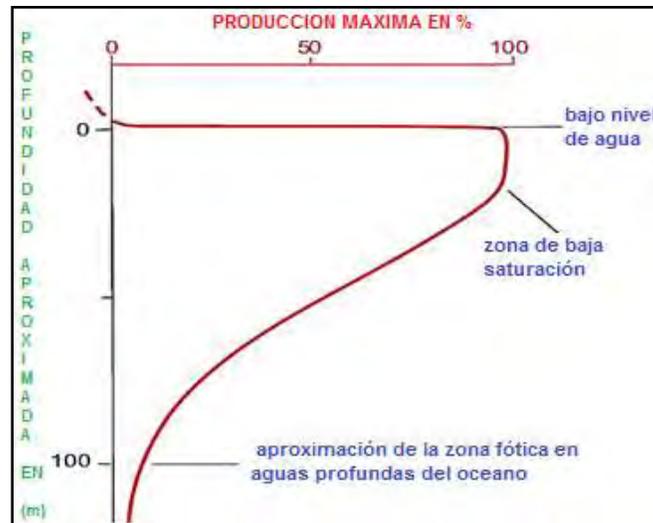


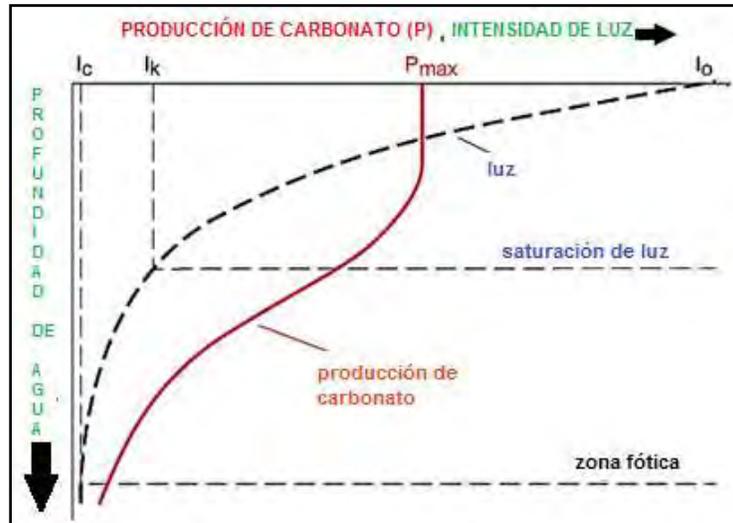
Figura 2.4_Relación entre la profundidad y la producción de carbonatos. La producción es más significativa en la zona de saturación de luz (Tomado de Nichols, 1999).

En la gráfica 2.3 se muestra la relación entre la profundidad y crecimiento orgánico; podemos notar tres zonas: una de índole somera en donde la intensidad de luz permanece casi constante, una zona intermedia en donde se tiene un importante cambio en la intensidad a la cual se le denomina zona de saturación de luz y por ultimo una zona profunda en donde la curva se acerca asintóticamente a un valor de cero (Schlager, 2005).



Grafica 2.3_Curva que relaciona la profundidad con la producción de organismos (% porcentaje) y se identifican tres zonas (Modificado de Schlager, 2005).

En la gráfica 2.4 se muestra que la luz solar presenta una disminución exponencial con respecto a la profundidad del agua. La producción de materia orgánica puede estar relacionada a través de una función hiperbólica tangente a la intensidad de la luz solar; en zonas superficiales la luz no es un factor que limite el crecimiento orgánico, pero una vez alcanzado la zona de saturación de luz el crecimiento orgánico empieza a disminuir con la profundidad. En ambientes tropicales y subtropicales, la zona de saturación de luz llega a alcanzar los 20 m para los corales y a los 100 m se alcanza la zona eufótica (Schlager, 2005).



Gráfica 2.4_ Relación de la intensidad de luz y la producción orgánica con la profundidad (Modificado de Schlager, 2005).

2.2.2 Factores Químicos

Los principales factores químicos que intervienen en la formación de los carbonatos son la salinidad y nutrientes.

Salinidad

La salinidad varía relativamente poco en el medio marino abierto; existen muchos organismos que no toleran ambientes de alta salinidad, además de que el bióxido de carbono es menos soluble en aguas salinas que en agua dulce, por lo que al aumentar la salinidad debido a la evaporación, se reduce la precipitación del carbonato de calcio y si hay baja salinidad aumenta la disolución de la calcita (CaCO_3) (Schlager, 2005). En la tabla 2.1 se muestra la distribución de aloquímicos e intervalos de salinidad.

	Agua dulce	Agua salobre	"Marina"				
			Marina normal			Hipersalina	
		10%	20%	30%	40%	50%	60%
Bioclastos							
Peletes							
Agregados de granos							
Oncolitos							
Oolitos con estructuras tangenciales							
Oolitos con estructuras radiales							
Pisólitos							
Cortoides							
Intraclastos							

Tabla 2.1_Distribución de aloquímicos e intervalos de salinidad (Tomado Vera Ocampo, 2010).

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

En la figura 2.5 muestra la distribución de organismos en función de la salinidad. Se observa que el grueso de la fauna crece en condiciones normales de salinidad, es decir entre 20 y 40 partes por millón (ppm).

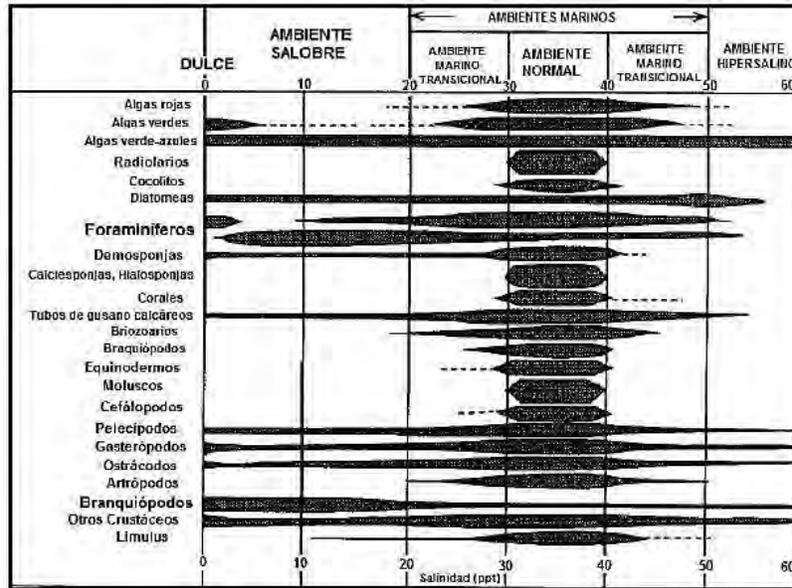


Figura 2.5_Efecto de la salinidad en crecimiento de plantas y animales en ambientes marinos. El incremento o disminución de la misma reduce de forma significativa la diversidad de organismos (Tomado de Heckel, 1972).

Nutrientes

Su importancia radica en la precipitación bioquímica, debido a que los organismos requieren de nutrientes para su crecimiento. Los elementos químicos que restringen el desarrollo de organismos son el hierro (Fe), fósforo (P), y el potasio (K). Es necesario tener un balance, ya que cuando se tienen niveles altos de nutrientes estos inhiben la producción de carbonatos como consecuencia de la alta eficiencia de los organismos para procesarlos, por lo que tendrían problemas en un medio saturado (Figura 2.6). En la figura 2.6 el eje horizontal se expresa los niveles de nutrientes en miligramos de clorofila por metro cúbico de agua de mar. En el eje vertical cambios en los nutrientes. A) Los organismos bentónicos dominantes; B) limitación impuesto a las comunidades bentónicas; C) Nivel de afluencia de nutrientes terrestres y D) modernos parámetros oceanográficos.



Figura 2.6_Concentración de nutrientes en aguas superficiales del océano y su efecto sobre la biota marina, modificado por Hallock (2001) (Modificado de Schlager, 2005).

2.2.3 Factores biológicos

Las plantas y los animales pueden modificar el ambiente geoquímico, ya que algunas plantas estimulan la precipitación de carbonato de calcio, al remover el dióxido de carbono durante la fotosíntesis. Las plantas y animales tienen un metabolismo contrastante con respecto al CO₂ durante la fotosíntesis, ya que las plantas toman el CO₂ mientras que los animales lo emiten.

Durante el día al llevarse a cabo la fotosíntesis, el CO₂ producido y absorbido por los animales contribuye a la precipitación del CaCO₃. Durante la noche, la actividad de las plantas disminuye y el contenido de CO₂ aumenta en la comunidad, por lo que el crecimiento se ve disminuido. Los esqueletos calcáreos de los organismos son favorecidos por el agua de mar. Aproximadamente el 90% de los carbonatos modernos son de origen biológico, formados en condiciones marinas (Sellwood, 1978).

Por último, los factores biológicos abarcan la mineralogía esquelética, las velocidades de formación y la forma de los crecimientos (estructuras). Las interrelaciones entre estos parámetros proporcionan características propias en un determinado ambiente sedimentario, resultando así en la formación de un tipo de caliza en particular (Figura 2.7) (E. Tucker y colaboradores, 1990).

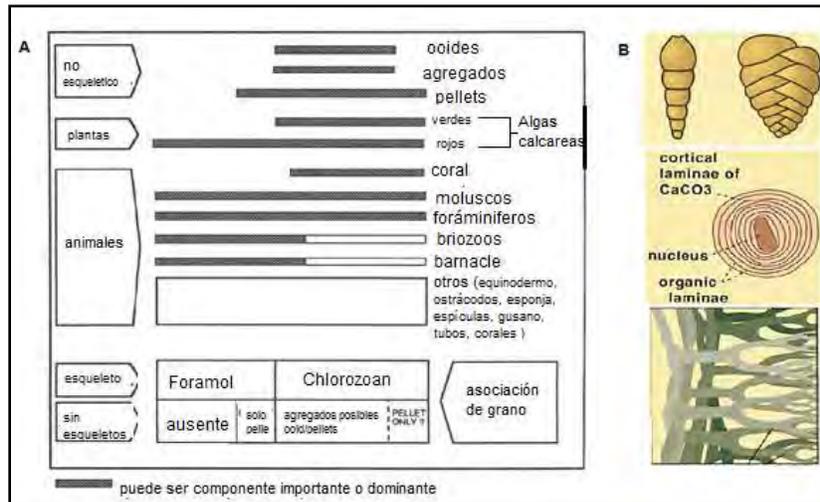


Figura 2.7_Factores biológicos. A: organismos que estimulan la precipitación de carbonato de calcio; B: forma de los crecimientos (Modificado de Handford, 2004).

2.3 Aspectos que controlan la sedimentación de carbonatos

Existen factores que determinan la naturaleza de las formaciones carbonatadas, en general hay dos aspectos que controlan la sedimentación de carbonatos uno es el marco tectónico y el otro es el clima que puede ser global o regional, y juntos controlan la otra importante variable, que es el nivel del mar (E. Tucker y colaboradores, 1990).

El marco tectónico determina la configuración final de la sedimentación carbonatada, pues al determinar la topografía de las áreas continentales y por tanto el drenaje fluvial, controla el influjo de sedimento terrígeno que afecta

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

directamente la producción de carbonatos, ya que el material terrígeno diluye el componente carbónico del sedimento particularmente cuando están implicados arrecifes coralinos (Arche et al; 1992).

El marco tectónico regional controla la orientación de las costas, el largo y la pendiente de la plataforma; estos a su vez controlan los patrones de circulación, niveles de energía, dirección del oleaje y dirección de la corriente.

El clima controla en gran medida la producción orgánica de carbonato, esta producción depende a su vez de varios factores como la temperatura, actividad solar, y los aportes de nutrientes, que se relacionan con la circulación de corrientes oceánicas ascendentes y con los aportes de los ríos.

La máxima producción de carbonatos se da en la franja que comprende entre los 0° a 40° de latitud, es decir en el cinturón ecuatorial y subtropical donde los organismos productores de carbonatos están en latitudes tropicales a templadas (Figura 2.8); lógicamente los carbonatos no se restringen exclusivamente a esta franja, sino que relacionados con corrientes cálidas, pueden ser encontrados en latitudes más altas (p. ej., costa oeste de Irlanda, afectada por la corriente del golfo) (Arche et al; 1992).

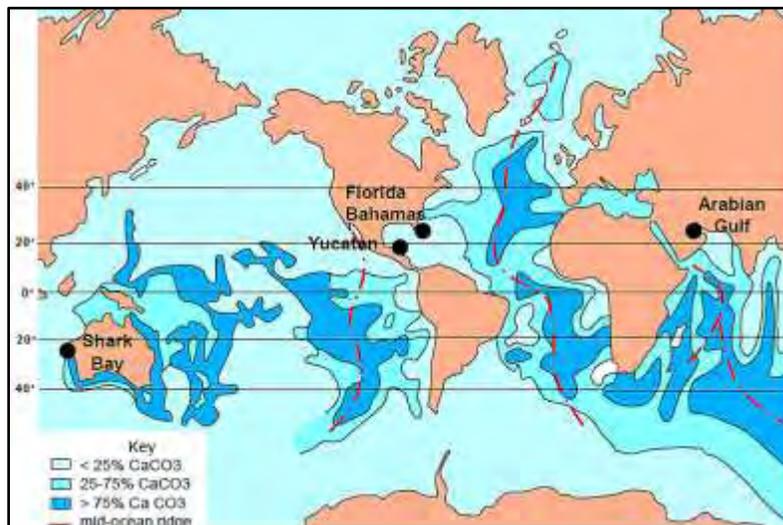


Figura 2.8_Distribución mundial de la producción de carbonatos (Tomado de Broecker 1974).

Sin embargo, en la actualidad la producción de carbonatos esta también restringida por el escaso desarrollo que poseen las plataformas continentales en general, y en particularmente en esta franja; pero en tiempos recientes se tienen acumulados en las profundidades oceánicas una gran cantidad de sedimentos carbonatados (Arche et al; 1992).

Como ya menciona la temperatura es un factor claramente importante, que se combina además con otras variables, tales como la salinidad, balance de CO_2 , profundidad del agua, modelo local de corrientes, penetración de la luz, longitud efectiva del día, turbidez del agua. Pero estos dos grandes aspectos que controlan la sedimentación de carbonatos, como lo es el geotectónismo y el clima controlan a su vez a otra variable muy importante que es el nivel relativo del mar que es un factor primordial en la sedimentación de carbonatos, con las más generalizadas y

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

gruesas secuencias que se depositarán en los momentos de alta posición; este cambio es determinado por el nivel eustático del mar y la subsidencia tectónica (Arche et al; 1992).

2.4 Composición de los sedimentos carbonatados formadores de rocas calizas de cuenca

Los sedimentos carbonatados se forman en o casi en el mismo medio de depósito y por eso su análisis debe tener en cuenta parámetros físicos, parámetros químicos y parámetros biológicos. Estas partículas pueden ser de precipitación directa del agua de mar, de precipitación inducida por organismos o formadas como resultado de la desintegración de los armazones esqueléticos.

La tabla 2.2 indica los principales minerales que componen a las rocas carbonatadas. Con carácter generalmente secundario los elementos minerales no carbonatados que se observan en los depósitos carbonatados son los siguientes: óxidos e hidróxidos, principalmente de aluminio (hidrargillita o gibbsita), de hierro (limonita, goethita) y de silicio (calcedonia, ópalo, sílex) y cuarzo generalmente en forma de granos detríticos.

Mineral	Fórmula	Sistema cristalino *subsistema	Aparición
Aragonito	CaCO_3	Otorrómbico	En ciertos esqueletos carbonáticos. Es inestable y pasa al polimorfo estable.
Calcita	CaCO_3	Hexagonal *romboédrico	a) En ciertos esqueletos carbonáticos. b) Como fango (micrita). c) Como cemento (esparita).
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Hexagonal *romboédrico	a) Ampliamente como roca cristalina diagenética. b) También en asociación penecontemporánea con evaporitas.
Magnesita	MgCO_3	Hexagonal *romboédrico	En cantidades pequeñas dentro de las mallas del aragonito y la calcita de origen esquelético. La calcita con más del 5% de MgCO_3 se llama magnésica (<i>High Mg calcite-HMC</i>).
Ankerita (ferrodolomita)	$\text{Ca}(\text{MgFe})(\text{CO}_3)_2$	Hexagonal *romboédrico	Una variedad menor de la dolomita.
Siderita	FeCO_3	Hexagonal *romboédrico	Encontrada en concreciones y oolitos (esferosideritos).

Tabla 2.2_Principales componentes mineralógicos de los sedimentos carbonatados. (Tomado de Arche, 1992).

Los sedimentos carbonatados están constituidos por tres miembros externos principales como son los aloquemias o alquímicos (granos), matriz compuesto por fango de calcita microcristalina (micrita) y cemento de calcita espática (Ortega, 2005); véase la figura 2.9.



Figura 2.9_Componentes de las rocas carbonatadas (Tomado de Handford, 2004; Flugel E., 1982).

2.4.1 Sedimentos carbonatados formados por componentes aloquímicos

Aloquemas (aloquímicos)

Son fragmentos sólidos (partículas o granos) formados por precipitación química a partir de soluciones y posteriormente desplazados dentro de la misma cuenca de depósito en solución acuosa, dispersión coloidal, etc. (Arellano Gil, 2006). Algunas de estas partículas son del tipo no esquelética; ya que este término se refiere a las partículas que no provienen de los esqueletos de organismos, es decir, este tipo de partículas son originadas por la abrasión mecánica de los sedimentos, o producidos durante la sedimentación por procesos físicos y/o químicos.

Los principales granos no esqueléticos son los pellets, peloides, oolitos, pisoides, pisolitos e intraclastos. Pero también se presentan componentes biogénicos o esqueléticos que son producto de la fragmentación de macro o microorganismos como los bioclastos. Cabe señalar que los bioclastos ocupan el mayor porcentaje en la composición de los aloquímicos; siendo los más comunes los foraminíferos seguido de los radiolarios y fragmentos de bivalvos.

A continuación se describe cada uno de estos tipos de partículas o granos presentes en los sedimentos aloquímicos.

Partículas no esqueléticas

Peloides. Son aloquímicos o granos de forma redondeada o elíptica, formados por carbonato de calcio criptocristalino o microcristalino, y de tamaño medio que va de 0.1mm a 0.5 mm y los orígenes de los granos son diversos, se puede decir que son granos micríticos no estructurados (Figura 2.11).

Debido a sus diversos orígenes algunos provienen de la desecación y fracturación de lodos calcáreos, con posterior redondeamiento de los clastos de tamaño de arena (Intraclastos), algunos son de orígenes fecales pero no determinables por haberse borrado su estructura. Por último, pueden ser también de fragmentos esqueléticos u ooides micritizados; debido a esto también presentan diferentes asociaciones ambientales (Arche et al; 1992).

Pellets. Son partículas o granos de forma esférica a ovoides, con un tamaño que va de 0.003 mm a 0.3 mm, carecen de estructura interna, debido a su origen fecal, están compuestos de lodo de carbonato (micrita) o fango aragonita, actualmente son muy abundantes, pero en sedimentos antiguos, son mucho menos frecuentes de lo que se espera, debido a que los procesos de litificación los borran (Arche et al; 1992).

En general los pellets y peloides están compuestos de lodo de carbonato y/o de carbonato de calcio precipitado. Por lo tanto, su composición original es aragonita, calcita o una mezcla de ambos. Los pellets se producen donde habitan gusanos, crustáceos e invertebrados, pero la mayoría de los pellets son destruidos antes del sepultamiento (Figura 2.10).

Oolitos (ooides). Son partículas o granos de forma esférica o elipsoidal, que consisten en una o más láminas concéntricas regulares alrededor de un núcleo. Estos núcleos están constituidos por granos detríticos terrígenos, fragmentos de esqueletos, pellets y peloides (grano de cuarzo, bioclastos, etc.); con una corteza de cristales de aragonito o calcita de alto contenido en Mg (Figura 2.10). El tamaño que presentan va de los 0.25 a 2 mm, pero si supera los 2 mm, reciben el nombre de pisolitos o pisoides.

Su ambiente de formación se da en aguas marinas tropicales, en áreas de plataforma somera de alta energía como son barras y playas, pero también se puede dar en zonas como son lagoons, ríos y lagos. Su formación se da por la precipitación inorgánica o microbiana que se da en estas zonas de alta energía (Wilkinson y Given, 1986; Scholle, 2003).

Pisolitos (pisoides). Son espelotemas secundarios, se generan por la acreción de finas capas de calcita alrededor de un núcleo constituido por cualquier material que se encuentre parcial o completamente sumergido en agua, su diámetro es mayor a 2 mm y menor a 10 mm (Figura 2.10).

Intraclastos. Son fragmentos de sedimentos carbonatados que en general presentan una débil consolidación (parcialmente litificados) y que han sido erosionados de la misma cuenca de depósito, y que son producto de corrientes marinas, olas de distribución del fondo marino, desecación del sedimento; generalmente son depositados cerca o en la misma secuencia de deposición dentro de la misma cuenca en la que se formaron, dando como resultado a nuevos sedimentos (E. Adams. y colaboradores, 1997).

La morfología típica es de fragmentos generalmente angulosos, de tamaños variables. Los intraclastos cuando se forman son normalmente aragoníticos, calcíticos o dolomíticos. Su ambiente de formación se da en cualquier zona de plataforma, talud o llanura abisal, con aumentos bruscos de energía. Debido a su modo de formación, los depósitos de este material muestran una fuerte homogeneidad en cuanto a las características externas o internas de estos fragmentos (Figura 2.10).

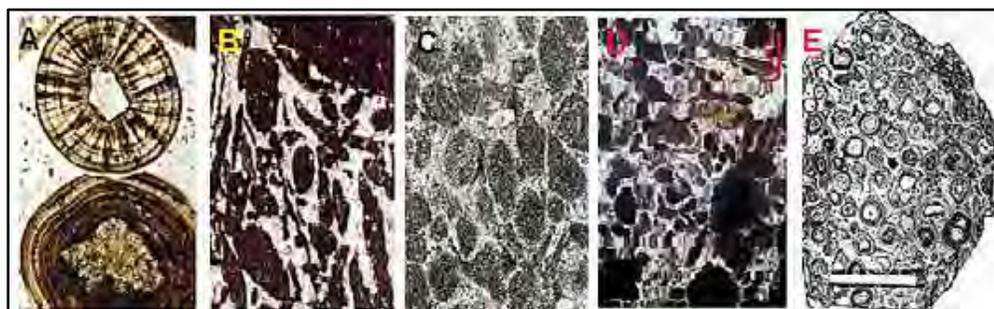


Figura 2.10_ Componentes texturales no esqueléticos, A: Oolito con gruesos cristales radiales de aragonita fibrosa entremezclados con capas de aragonita tangencial muy finamente cristalina; B: Intraclastos mal seleccionados cementados por calcita (Espatita); C: Caliza de pelotes; D: Peloides forma ovoidal, compuestos por micrita con una estructura interna masiva; E: Pisolitos (Tomando de Scholle, P.A., 1978; Pettijohn, F.J., 1975; Friedman, 1978).

Partículas esqueléticas

Los componentes esqueléticos o bioclastos son restos completos o fragmentados de esqueletos calcáreos construidos por organismos (animales o plantas) a través de procesos bioquímicos. En general, como ya se mencionó estos constituyen granos (skeletal grains) que son muy importantes, ya que a partir de ellos se puede caracterizar el ambiente de sedimentación, luminosidad, energía, etc.; siempre que no estén resedimentados en ambientes distintos en los que vivieron. Factores como la profundidad, temperatura, salinidad, turbulencia, controlan tanto la distribución como el desarrollo de organismos.

Este tipo de partícula se identifica principalmente a partir de su morfología, tamaño y su mineralogía original. A continuación se presenta una breve descripción de los principales organismos que contribuyen a partículas esqueléticas o bioclastos en los carbonatos y que forman parte de las rocas calizas (E. Adams y colaboradores, 1997).

Foraminíferos. Los foraminíferos son pequeños organismos unicelulares que pertenecen al reino de los protistas rizópodos. Algunas especies producen una concha, llamada test o testa que están compuestas de calcita (organismos planctónicos con calcita baja en magnesio y bentónicos con calcita bajo y alto en magnesio).

Otros construyen una testa pegando unas con otras pequeñas partículas de arena y escombros; la mayoría viven en el mar. Los foraminíferos son componentes fundamentales en las rocas carbonatadas del Mesozoico y del Cenozoico. Este tipo de organismos se presentan en gran abundancia en sedimentos marinos y se clasifican en bentónicos y planctónicos.

Los planctónicos (plancton) (Figura 2.11) flotan en las aguas superficiales de los océanos, sus test muertos caen al fondo del mar y se mueven pasivamente con las corrientes marinas. El plancton puede estar formado por algas: fitoplancton, o por protozoos, pequeños animales y larvas de otros mayores: zooplancton. Este tipo de organismos abarcan desde el Jurásico medio hasta el época reciente

Los bentónicos (Figura 2.11) viven en o sobre el fondo del mar realizan su ciclo vital en los sedimentos. Según su distribución vertical son considerados como epifaunales (epibentónicos; si viven sobre el sedimento) o infaunales (endobentónicos; si viven dentro el sedimento). Ambos tipos se dan en grandes números y sus restos pueden llegar a formar rocas carbonatadas. Las pocas especies de gran tamaño viven en aguas cálidas y poco profundas.

Algunas especies bentónicas construyen testas de aragonita, sílice o materia orgánica. Este tipo de organismos abarcan desde el período Cámbrico hasta el tiempo reciente; los foraminíferos bentónicos calcáreos, se ubican desde el período Ordovícico y hasta la época reciente; las grandes acumulaciones están desde el Carbonífero hasta el tiempo reciente.

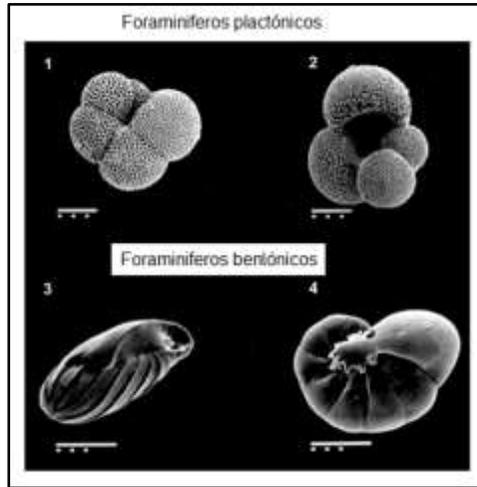


Figura 2.11_Ejemplos de algunos foraminíferos planctónicos (1. Neogloboquadrina pachyderma (forma dextral) y 2. Globigerina bulloides) y bentónicos (3. Buliminella elegantissima 4. Nonionella pulchella) (Tomado de Revista chilena de historia natural v.73; 2000).

La mayoría de los foraminíferos son bentónicos; una gran cantidad de los foraminíferos planctónicos habitan en los 300 m debajo de la superficie de agua, al morir, las testas son depositadas en el lecho marino. Los foraminíferos son componentes importantes para la formación de rocas carbonatadas, sobre todo en plataformas abiertas y cerradas, así como en depósitos más profundos. En algunos casos, la abundancia alcanza valores de decenas de miles de organismos por metro de sedimento. Se desarrollan en ambientes marinos y marginales, desde la zona de intermarea hasta profundidades abisales.

Moluscos. Restos de bivalvos y gasterópodos son componentes comunes de las calizas y forman el grupo de los moluscos junto con los cefalópodos. La mayor parte de sus conchas de estos organismos estuvieron compuestas de aragonito, pero durante la diagénesis este se disuelve y deja una cavidad móldica que posteriormente resulta rellena total o parcial por cemento espático (E. Adams y colaboradores, 1997); véase la figura 2.12.

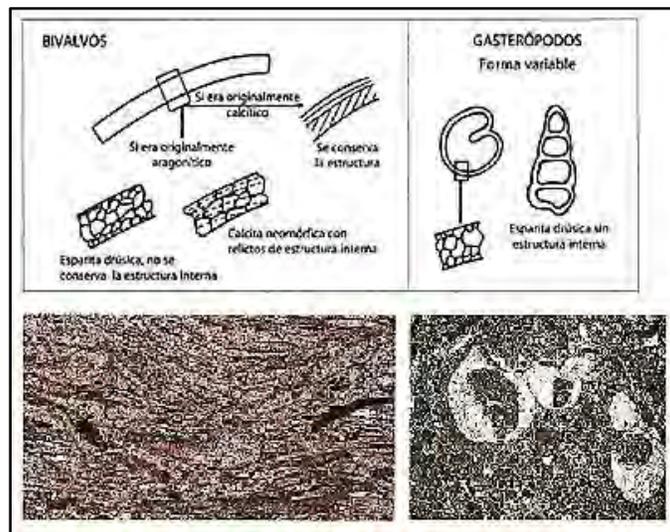


Figura 2.12_Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos de Bivalvos y Gasterópodos.(Tomado Arche et al. 1992; E. Adams y colaboradores "Atlas de rocas sedimentarias", 1997).

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

Los bivalvos presentan esqueletos que varían en composición; la mayoría están compuestos de aragonita, algunos presentan capas de calcita y aragonita, pocos están compuestos en su mayoría por calcita. Los bivalvos habitan en regiones marinas someras, sin embargo es posible encontrar estos ejemplares en casi cualquier medio acuoso, desde ambientes de agua dulce, hasta ambientes en mares profundos.

Cerca de tres cuartas partes de las especies vivientes de moluscos son gasterópodos. La mayoría de los gasterópodos son marinos, pero existen también muchas especies de agua dulce e incluso en aguas hipersalinas. Los cefalópodos por su parte hicieron su aparición también durante el periodo Cámbrico, esta especie son comunes en plataforma abierta y en depósitos profundos. Algunos cefalópodos son principalmente de aragonita, algunas de sus capas tienen material orgánico.

Braquiópodos. Son componentes importantes de las calizas paleozoicas y mesozoicas, originalmente su concha era calcítica y, por tanto, sus estructuras se suelen encontrar bien preservadas (Figura 2.13). Los braquiópodos son organismos marinos de tipo bentónicos y se presentan en distintos niveles de salinidad, y en general habitan en aguas de plataforma, pero algunas especies se extienden a profundidades mayores a 1500 m.



Figura 2.13_Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueletales de Braquiópodos. (Tomado Arche et al. 1992; E. Adams y colaboradores "Atlas de rocas sedimentarias", 1997).

Estromatopóridos. Son organismos que se encuentran principalmente en forma de masas calcáreas veteadas, y fueron importantes constructores de arrecifes durante el Paleozoico, aunque perviven hasta el Cretácico. Esencialmente están formados por calcita, no obstante algunos grupos predominan la aragonita. Son organismos marinos favorecidos por condiciones de agua clara y con importante concentración de oxígeno; son abundantes en los márgenes de plataforma (Figura 2.14).



Figura 2.14_Estromatopóridos masivos y corales interconectados en posición de crecimiento en matriz de tipo wackestone (Tomado de Sánchez de la Torre y M. Manjon; 1976).

Los estromatopóridos como ya se mencionó anteriormente fueron relevantes constructores de arrecifes; muchos de los cuales constituyen rocas almacenadoras de yacimientos de hidrocarburos; los cuales se encuentran desde el Ordovícico Medio hasta el Devónico superior.

Radiolarios. Son protozoarios estrictamente marinos, constituyen parte del microzooplancton, adaptados a la flotación, sus dimensiones van de 30 micrones a 2 mm. Sin embargo, algunos grupos de radiolarios pueden formar colonias macroscópicas (Wever et al. 2001). Se desarrollan tanto en aguas someras como profundas (> 4.000 m), sus esqueletos constituyen un componente importante en los sedimentos carbonatados, especialmente a profundidades de 2000 metros o más, y en ciertas zonas forman un tipo de fondo llamado lodo de radiolarios.

Su abundancia depende de la calidad del agua, teniendo en cuenta la temperatura, salinidad (son organismos que solo se desarrollan en aguas de salinidad constante), productividad y alimentos disponibles. Algunos radiolarios forman colonias macroscópicas de forma circular, filiforme o cilíndrica de centímetros de diámetro (Figura 2.15).

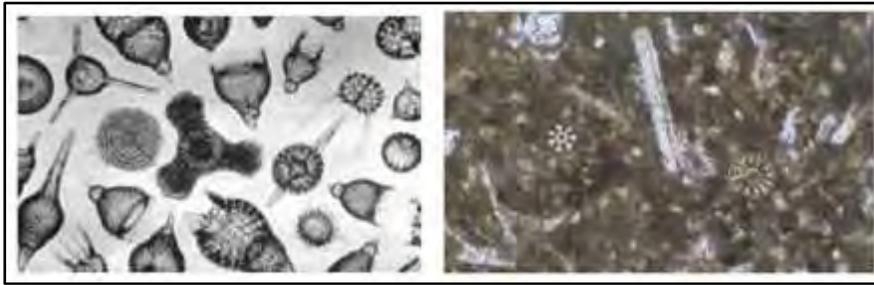


Figura 2.15_Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos de Radiolarios. (Tomado de Schlager, 1997).

Equinodermos. Son animales con simetría radial es decir, que las partes del cuerpo están situadas alrededor de un centro. Se componen de placas individuales de calcita, que en general se presentan en colonias de cientos a miles. Por lo regular, su esqueleto se desarticula rápidamente y las placas se dispersan después de la muerte de los organismos; son exclusivamente marinos y bentónicos, en particular de mares abiertos (Figura 2.16).

En algunas regiones de aguas profundas pueden llegar a representar el 95 % de la biomasa e incluyen a los equinoideos, los crinoideos, los blastozoos, holoturoideos, y los ofiuroideos.

Los equinoideos se han desarrollado desde el Ordovícico hasta el reciente, por su parte los crinoideos abarcan desde el Cámbrico hasta el Reciente. Los equinoideos están adaptados a ambientes marinos de baja a normal salinidad (unos cuantos valores de ppm). Se extienden también hacia aguas más profundas, en zonas abisales, por lo regular no exceden el 10 % o 15 % del total del sedimento (Reyes Hernández y Hernández Del Ángel; 2010).

Los crinoideos son organismos de ambientes marinos de salinidad normal. Son importantes constituyentes de rocas en estratos del Paleozoico. Los crinoideos tienen calcita con alto contenido de magnesio, los organismos modernos contienen entre 3 % y 8 % de magnesio (Reyes Hernández y Hernández Del Ángel; 2010). Los equinoideos modernos así como los más antiguos están compuestos de calcita con moderada a elevada cantidad de magnesio. El contenido de magnesio varía en función de la temperatura (Figura 2.16).



Figura 2.16_ Apariencia típica en lámina delgada de granos esqueléticos de Equinodermos. (Tomado de Arche et al.; 1992; E. Adams Atlas de rocas sedimentarias, 1997; Revista mexicana de ciencias geológicas vol.29 no.2; 2012).

Algas. Las algas han constituido a lo largo del tiempo geológico uno de los principales productores de carbonatos. Las algas calcáreas son plantas acuáticas marinas y no marinas que poseen una calcificación interna y/o externa. Se clasifican de la siguiente manera.

- Rodofitas. Algas rojas
- Clorofitas. Algas verdes
- Cianofitas. Algas azul-verdes
- Crisofitas. Algas amarillas-verdes

Las algas rojas son las que están mejor adaptadas a los ambientes profundos, en donde hay poca penetración de luz, ya que se encuentran en tirantes de 125 m o incluso mayores. Las algas rojas coralinas se componen de calcita alta en magnesio, en otros subgrupos domina la aragonita (Arche et al.; 1992); véase la figura 2.17.

Las algas verdes son más comunes en profundidades de 2 m a 30 m, no obstante, algunas codiaceas abundan entre los 50m a 100 m, así como también existen organismos en profundidades mayores a los 100 m. Toleran los ambientes salinos e hipersalinos. Las algas verdes están compuestas de aragonita, algunas formas de calcita vivieron en el pasado. Son fuertes contribuyentes de los depósitos carbonatados tanto modernos como antiguos (Arche et al.; 1992).

Las algas verde-azules son fotosintéticas y requieren luz, se adaptan a amplios rangos de salinidad y temperatura; habitan principalmente en la zona submareal-intermareal. Las algas azul-verdes están compuestas por aragonita; las formas lacustres se componen de calcita (Arche et al.; 1992).



Figura 2.17_ Caliza del cretácico de la Formación Tamabra, en México. Se observan distintos tipos de algas rojas (Tomado de Handford, 2004).

Las algas verde-azules (Cyanophyta) pertenecen del Precámbrico al tiempo reciente, las algas verdes (Chlorophyta) de la familia Codiaceae del Ordovícico al tiempo reciente, mientras que la familia Dasycladaceae del Cámbrico al tiempo reciente y las algas rojas (Rhodophyta) del Cámbrico al tiempo reciente.

Las algas amarillas-verdes están formadas por esferas poco consistentes de calcita de bajo contenido en Mg; pertenecen al jurásico y siguen presentes en la actualidad. Estas esferas están formadas por placas redondeadas de cristales radiales llamadas cocolitos. Pueden llegar a ser el componente principal de los fangos pelágico (Arche et al.; 1992)

En la tabla 2.3 se sintetizan los principales componentes texturales de los materiales carbonatados.

ROCA CARBONÁTICA	SEDIMENTO CARBONÁTICO	A. GRANOS	A1. ESQUELÉTICOS O BIOCLASTOS	Moluscos	Bivalvos Gasterópodos Cefalópodos
				Branquiópodos Cnidarios (Corales) Equinodermos Briozoos Poraminíferos Esponjas Estromatopóridos Archeociáticos Artrópodos Clacisferas	
			A2. NO ESQUELÉTICOS	Algas	Rodofitas Clorofitas Crisofitas (Cocolitos) Cianofitas-Cianobacterias
			B. MATRIZ		
			C. CEMENTO		

Tabla 2.3_ Componentes texturales principales de los materiales carbonatados (Tomado de Arche, 1992).

2.4.2 Sedimentos carbonatados formados por componentes ortoquímicos

Son los componentes que se precipitan directamente del agua del mar; por lo que podemos decir que son precipitados o bioquímicos in situ, y que muestran poca o no evidencia de haber experimentado un transporte significativo; los más comunes son los lodos microcristalinos de calcita o dolomita, cemento calcáreo o silíceo, lodos de diatomeas o radiolarios, nano plancton calcáreo o silíceo (Arellano Gil, 2006).

En la figura 2.18 se muestra el tipo de textura y paleoecología de ambientes marinos carbonatados.

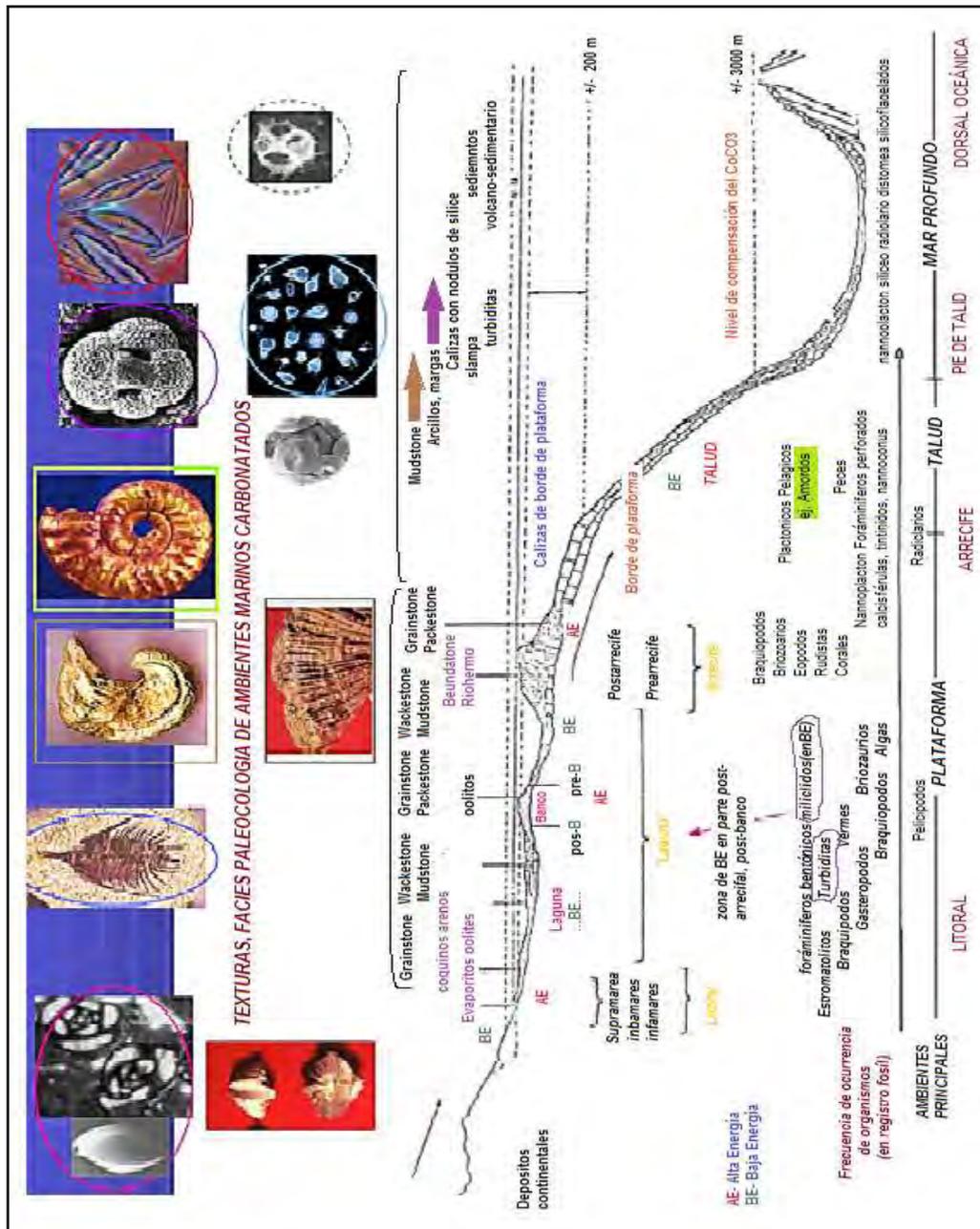


Figura 2.18_ Esquema representativo de la paleoecología de ambientes carbonatados marinos (Tomado de <http://www.usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/61-AmbS.pdf>,2000).

Fango de calcita microcristalina (micrita)

La calcita microcristalina está formada por granos menores o iguales a 5 micras de aragonito a calcita rica en Mg de diámetro, lo que nos indica que corresponde a sedimentos carbonatados de grano fino (Folk, 1959), son generalmente translúcidas y con un tono parduzco en secciones delgadas. La micrita está presente en las calizas como matriz; en muestras de mano es un material opaco o de granos ultra finos y pueden variar de color blanco a gris azulado y gris parduzco casi negro (Figura 2.19).

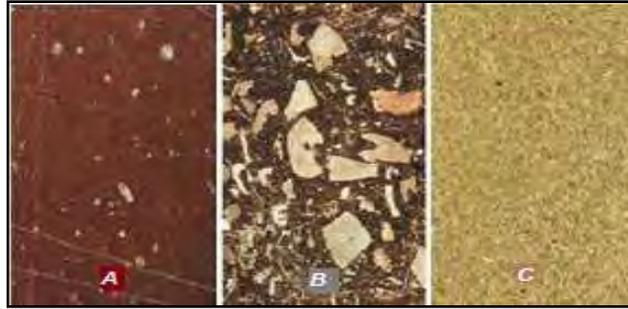


Figura 2.19_Fango de calcita microcristalina. A: Mudstone (micrita fosilífera); B: Wackestone (matriz de micrita); C: Micrita (Tomado de Scholle, P.A., 1978; E. Adams Atlas de rocas sedimentarias, 1997).

Se considera que la producción del fango microcristalino carbonatado es debido a la desintegración de algas calcáreas verdes y a otros procesos como erosión mecánica de granos por oleaje y corrientes, precipitación química, precipitación bioquímica y la precipitación inorgánica provocada por la evaporación del agua marina. La mayor parte de la micrita se forma dentro de la cuenca en ambientes de baja energía, en caso contrario los pequeños cristales serían dispersados por las aguas cuando hay agitación (lagoons continentales, lagoons, plataforma profunda, fondos abisales).

Cemento de calcita espática (esparita)

Los cementos precipitados a partir del agua marina retenida en los poros, cerca de la interfase agua-sedimento, pueden estar compuestos por aragonito o calcita con alto contenido en magnesio (E. Adams y colaboradores, 1997).

La calcita espática o esparita es el cemento cristalino de grano grueso o cristales de 10 micras o más de diámetro que rellena los espacios entre poros de las calizas de cuenca tras su sedimentación (Figura 2.20).

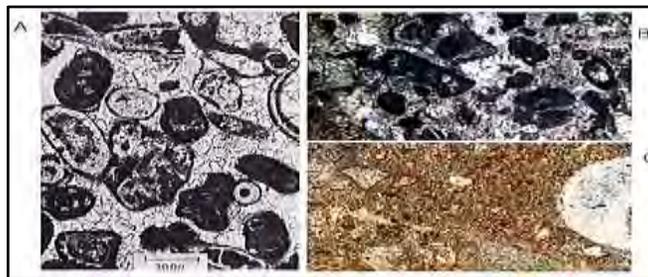


Figura 2.20_Cemento de calcita espática. A: Espatita entre partículas redondeadas; B: Cemento de calcita espática (esparita) C: caliza en la cual la matriz está compuesta por pseudoesparita de grano fino (Tomado de Baturst, R.G.C., 1975; E. Adams y colaboradores.; "Atlas de rocas sedimentarias", 1997).

Se forma por la precipitación de calcita a partir de soluciones ricas en carbonato que fluyen a través de los poros del sedimento y se diferencian de la micrita por el tamaño de los cristales, por su claridad y por su pureza.

El tamaño de los cristales espáticos depende del espacio poroso y de la rapidez de la cristalización, pero hay casos en que la caliza espática no es un precipitado original, sino que se ha formado por la recristalización de granos carbonatados más finos o de calcita microcristalina y se utiliza el término de esparita neomófica o más comúnmente pseudoesparita (Arche et al.; 1992).

En la siguiente tabla 2.4 se muestra los intervalos de profundidad a los que algunas partículas forman sedimentos carbonatados formadores de rocas calizas de cuenca.

	Continente	Agua dulce	Marino marginal		Marino somero	Marino profundo	
			Supramareá	Intermareá	10 m - 100 m - 200 m	2 000 m	>2 000 m algunas veces hasta 10 000 m
Criterios							
Bioclastos		-----					
Pelletes							
Agregados de grinos							
Orcolites							
Oolitos							
Pisollitos				-----			
Coroides					-----		
Intraclastos							
Textura fenestral							
Laminación							

Tabla 2.4 _Intervalos de profundidad (Tomado de Vera Ocampo, 2010).

2.5 ZONAS DE ACUMULACION DE CARBONATOS

La mayor parte de la producción de sedimentos carbonatados resulta de procesos químicos y bioquímicos que ocurren en un ambiente marino de aguas someras y cálidas. James (1979) reconocen tres principales zonas de acumulación de sedimentos carbonatados que son los que se encuentran en mares epeiricos, márgenes de plataforma y cuencas oceánicas profundas.

Mares epeiricos (plataforma abierta y margen de plataforma)

Esta zona se define como áreas extensas en las partes centrales de los continentes; tales como los que existieron en el cratón de Norteamérica durante el Paleozoico y el Cretácico; también se conoce como zona epicontinentales (Figura 2.21).

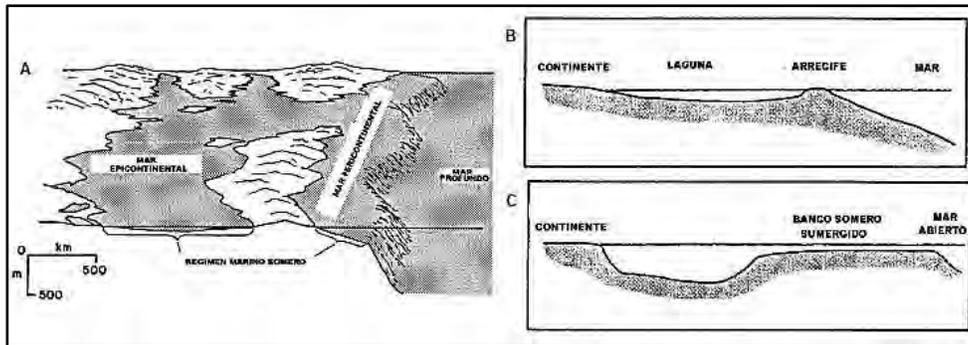


Figura 2.21_Esquema de los mares epicontinentales y pericontinentales (de plataforma).
A) Características generales; B) Laguna entre un margen de bloque continental y un arrecife; C) banco somero sumergido que es rodeado por aguas más profundas (Tomado de Friedman, 1978).

Considerando la gran cantidad de calizas de origen marino, así como su abundancia en fósiles y estructuras primarias, es probable que la profundidad máxima de estos mares fuera de 30 metros aproximadamente. Los sedimentos carbonatados en la parte central de estos ambientes tienden a ser micríticos; mientras que hacia los márgenes dominan los tamaños de la arena, incluyendo fósiles, y en áreas someras son comunes los lodos peloidales.

El margen de plataforma es el lugar en donde las condiciones ideales existen para el desarrollo de arrecifes en donde las aguas frías sean transportadas a lugares más cálidos y agitados, de tal forma que el CO₂ sea transportado o liberado y que las aguas frías elevadas de áreas oceánicas relativamente profundas y ricas en nutrientes, donde tales condiciones están presentes en las orillas de las plataformas continentales o en el inicio de la pendiente del talud continental (Arche et al.; 1992).

En resumen, esta zona es conocida como fábrica submareal de carbonatos y es donde se producen de manera in situ las calcarenitas, lodos carbonatados y arrecifes (Figura 2.22).

Línea de costa, playas y llanuras de marea

Es la zona en donde los sedimentos son transportados desde la zona submareal por tormentas, corrientes y oleaje (Figura 2.22).

Talud y cuenca oceánica profunda

Es la zona en donde los sedimentos producidos en la zona submareal son transportados; a menudo, por movimientos en masa y posteriormente resedimentados (Figura 2.22). Desde el Jurásico es un elemento importante la caída de componentes planctónicos calcáreos. Una gran cantidad de sedimentos carbonatados recientes se tienen acumulados en las profundidades oceánicas. Los depósitos del Holoceno consisten de conchas de foraminíferos planctónicos como globigerina, partes duras de los cocolitofóridos y de moluscos planctónicos llamados gasterópodos. Casi el 48% del piso oceánico está cubierto por sedimentos en los cuales los restos de estos organismos forman por lo menos la tercera parte de las partículas o granos (Arche et al.; 1992).

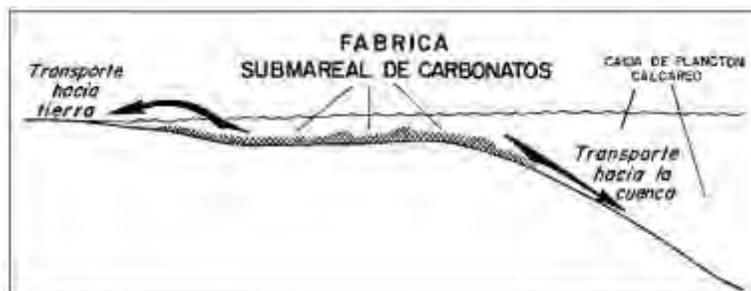


Figura 2.22_ Principales zonas de acumulación de carbonatos (modificada de James 1979)
(Tomado de Arche, 1992).

2.5.1 Cuencas sedimentarias

Las cuencas sedimentarias son geoformas de escala regional, que permiten acumular cientos a miles de metros de sedimentos como consecuencia de los procesos de subsidencia que sufre la litosfera. La evolución de esa subsidencia está relacionada a los procesos termo-mecánicos que tienen lugar en una litosfera relativamente rígida y fría, que interactúa con un manto convectivo (Allen; 2005).

La localización y la forma de las secuencias depositacionales pueden interpretarse en términos de los procesos mecánicos que intervienen en la formación de las cuencas. Los principales parámetros que controlan la evolución de una cuenca son la velocidad de la deformación la evolución del flujo térmico la evolución geológica de la litósfera las variaciones en los espesores de la corteza y de la litósfera, la presencia de debilidades previas en la corteza y en la litosfera, y los procesos exógenos (Barredo et al 2008).

Causas de la subsidencia. Entendemos por subsidencia al hundimiento progresivo de un sector de la corteza terrestre ocasionado por alguno de los siguientes factores (Barredo et al 2008); véase la figura 2.23.

- ✚ **Térmica.** Se produce por dilatación y contracción térmica; y esto se debe a que existen puntos calientes en la corteza que llegan a producir dilataciones en zonas de la corteza; cuando esta zona se enfría y empieza la contracción, se produce una depresión mientras dure la contracción de la cuenca.
- ✚ **Tectónica.** Da origen a zonas distensivas que a su vez da lugar a la formación de fallas normales y un consiguiente reajuste hidrostático, en donde se forman grabens.
- ✚ **Flexuración.** Da origen a una deformación elástica por carga en zonas de orógeno. Las fallas inversas llegan a acumular fallas sucesivas de escamas de rocas que no están en equilibrio isostático, al restaurarse éste se produce la cuenca de antepaís.
- ✚ **Isostasia.** Es cuando a una zona de la corteza terrestre se le añade otra masa de mayor densidad que la primera, esto implica que haya un reajuste isostático y por lo tanto se forme una depresión en dicha zona.
- ✚ **Estiramiento de la corteza y ascenso pasivo de la astenosfera.** Como su nombre lo dice, se produce un estiramiento de la corteza debido a una

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

fuerza de contracción que da lugar a un rifting (conjunto escalonado de fallas normales) que produce el ascenso pasivo de astenosfera.

- ✚ **Cambios de fase.** Cuando existe un cambio de fase en los minerales, estos aumentan su masa y el equilibrio isostático produce una depresión.

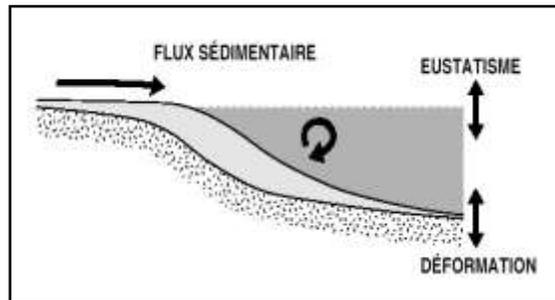


Figura 2.23_Factores que controlan el registro sedimentario (Tomado de Urien y Zambrano 1996).

Elementos geométricos básicos. Los elementos geométricos que se pueden distinguir en una cuenca son los siguientes: (Urien y Zambrano, 1996; Holdsworth et al: 2001) (Figura 2.24).

- ✚ **Borde o margen.** El borde se refiere a la línea que delimita a la capa de sedimentos y el margen al espacio que hay entre la capa y cualquier otro cuerpo adyacente
- ✚ **Eje de la cuenca.** Es la línea que une los puntos más bajos de la superficie estructural del basamento
- ✚ **Eje topográfico.** Se refiere a una línea imaginaria de la cuenca que une los puntos más bajos en un momento de su evolución (deposición).
- ✚ **Depocentro.** Se refiere al punto donde se alcanza el mayor espesor de sedimentos.

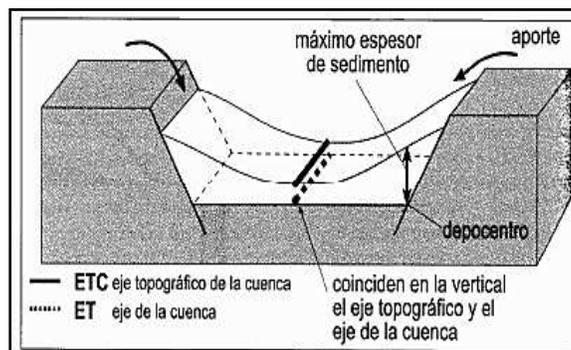


Figura 2.24_Elementos geométricos de una cuenca (Tomado de Holdsworth et al: 2001).

Clasificación de las cuencas

Básicamente la clasificación de las cuencas se distingue según su posición con respecto a la tectónica de placas (Ingersoll y Busby, 1995) y los procesos de formación de la cuenca (Allen y Allen, 2005). El ambiente tectónico es el criterio principal para llevar a cabo la clasificación de las cuencas sedimentarias.

Cuencas en extensión. Se generan dentro o entre placas y están asociadas con un incremento del flujo de calor debido (Figura 2.25).

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

✚ **Cuencas de rift.** Se desarrollan en la corteza continental y constituyen un tipo de cuenca incipiente extensional; si el proceso continúa puede llegar a desarrollar una cuenca oceánica limitada por un margen pasivo. Estas cuencas consisten de graben o semi-graben separados de los altos topográficos por medio de una falla normal. Estas cuencas son inicialmente rellenas por depósitos tanto continentales que pueden evolucionar a marinos.

✚ **Cuencas intracráticas.** Se desarrollan cuando la actividad del rifting desaparece, lo que permite el enfriamiento cortical debido a la baja en el flujo de calor. Aunque pueden ser muy extensas, son muy someras.

- Las depresiones proto-oceánicas es el estado transicional para generar grandes **cuencas oceánicas**, infrayacidas por una corteza oceánica incipiente. Las cuencas oceánicas son dominadas por sedimentos pelágicos (material biogénico y arcillas) en la porción central, así como por turbiditas en los márgenes. Los márgenes pasivos que limitan las cuencas oceánicas presentan una subsidencia causada por el enfriamiento cortical y la carga de sedimentos (que dependiendo del ambiente, pueden ser dominados por facies detríticas o carbonatadas. En esta cuencas la subsidencia es térmica en donde presenta secuencia de ofiolitas, sedimentación pelágica.

Cuencas en compresión. Este tipo de cuencas se forman en donde se tiene una colisión de placas, ya sea en un sistema de subducción o de colisión continental.

✚ **Trincheras.** Pueden ser muy profundas y el relleno sedimentario depende de su posición con respecto a la porción continental.

- Cuencas de antearco. Se forman entre el prisma de acreción y el arco volcánico. La subsidencia está marcada por la carga de sedimentos.
- Cuencas de trasarco. Son cuencas en extensión que se forman sobre la placa superior junto al arco volcánico.
- Cuencas de retroarco. Se forman como resultado de una carga litosférica junto al arco, bajo un régimen compresivo. Su relleno sedimentario es generalmente depósitos continentales.

Cuencas transformantes. Se desarrollan donde las placas presentan un movimiento lateral una con respecto a la otra (Figura 2.25).

✚ Cuencas Pull-Apart (**Strike-slip basins**). Se forman en regímenes de transtensión y son generalmente pequeñas pero muy profundas. El relleno sedimentario está dominado por una sedimentación gruesa (facies de abanicos aluviales) junto con depósitos lacustres y marinos.

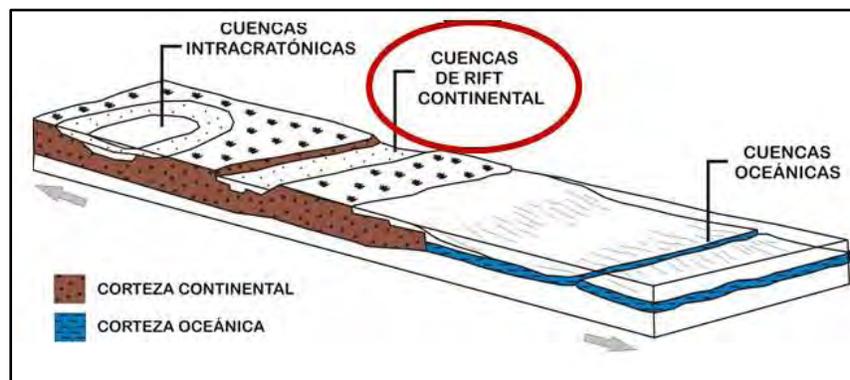


Figura 2.25_ Clasificación de cuencas (Modificado de A.Allen, R.Allen; 2005)

2.6 Características principales de las rocas calizas

Las calizas pueden ser mineralógicamente sencillas, pero son muy variadas en su textura y composición. Prueba de esto es que se identifican tres principales componentes como son la matriz, los granos y el cementante. Dentro de estos componentes el tipo de grano puede clasificarse en granos de origen esquelético y granos de origen no esquelético (Álvarez Jr., 1957).

Para empezar a describir las principales características de las rocas calizas es necesario entender el origen y la composición del material que las forman; para ello se debe de entender que el termino de sedimento y sedimentos tienen un significado diferente, ya que se le denomina sedimento al material en transporte (suspensión, solución, tracción o saltación); o que recientemente haya sido depositado. En un sentido estricto, fundamentalmente tiene un significado dinámico ya que este material no ha llegado a mantener una estabilidad física por completo (Arche et al.; 1992).

Cuando este sedimento ya ha sido depositado en forma de material sólido, ya sea por cualquier agente de transporte (viento, agua, hielo y por gravedad), sobre la superficie de la tierra nos estamos refiriendo al término de sedimentos; por lo que el termino sedimentos tiene fundamentalmente un significado estático (Arche et al.; 1992).

Finalmente cuando el sedimento se deposita en zonas de la corteza terrestre con subsidencia, ya sea por una decantación física, por precipitación química o por crecimiento orgánico ocurre el proceso de sedimentación, y cuando los sedimentos se litifican se forman las rocas sedimentarias; y con ello la formación de las calizas que dependerá del tipo de sedimento y ambiente en que se desarrollen (Arche et al.; 1992).

Las calizas de cuenca, son aquellas depositadas a grandes profundidades en las cuencas oceánicas y se caracterizan por presentarse en capas muy delgadas (de uno a tres centímetros de espesor), ser de color gris, y generalmente asociadas con pedernal (en forma de nódulos o en bandas) (Arche et al.; 1992).

Dentro de las calizas de cuencas esta las calizas pelágicas que son de tipo calcáreas y se forman por la precipitación en el fondo marino de microorganismos calcáreos planctónicos, sobretodo foraminíferos. Su acumulación es muy lenta, del orden de los 2 a 10 m por millón de años (Barredo, 2005).

2.6.1 Clasificación de las rocas calizas

Podemos encontrar en la literatura diversas formas de clasificar a las rocas calizas debido a que presentan una variedad de propiedades medibles y observables que se puede utilizar para su clasificación; como podría ser por el color, textura (el grano o el tamaño de los cristales), su génesis, por el tipo energía en la depositación y composición.

Pero como ya se mencionó existen diferentes propiedades que pueden tomarse en cuenta para hacer una buena clasificación de las calizas, pero en general se puede considerar dos parámetros para clasificarlas; uno se fundamenta en el concepto de madurez textural y el otro en la composición. Las rocas carbonatadas se diferencian por su textura depositacional, tipo de granos, composición de la roca u otros factores (Álvarez Jr., 1957).

Las calizas representan el 10% del volumen total de todas las rocas sedimentarias. La composición mineral de la caliza es similar dependiendo de su origen; se pueden clasificar debido a su origen en cuatro tipos principalmente.

2.6.1.1 Clasificación Genética de las calizas

Calizas endogénicas, autóctonas o de creación

Son aquellas calizas que se forman de manera insitu por la lenta acumulación de restos orgánicos, donde diversos organismos pueden formar parte en la acumulación que da origen, aunque en algunos casos, solo un tipo de organismo puede ser el responsable de su formación (Álvarez Jr., 1957).

Calizas exogénicas, alóctona o clásticas

Para este tipo de calizas, en su última etapa de formación se lleva a cabo el transporte y el depósito de los detritos carbonatados, y de otros clastos comunes dentro de la cuenca, aunque presentan poco transporte. Su formación se debe probablemente a un proceso de erosión subacuosa de depósitos calcáreos de acreción, por lo que son hidroclastos (Álvarez Jr., 1957).

Calizas químicas o bioquímicas

Son formadas directamente por la precipitación química del carbonato de calcio debido a procesos físicos-químicos o a la reacción bioquímica de bacterias u otros organismos (Alvares Jr., 1957).

Calizas epigénicas o metasomáticas

Son aquellas calizas que deben su formación gracias a la alteración de las calizas anteriormente descritas; esto debido a procesos diagenéticos tales como la dolomitización, silicificación y recristalización (Álvarez Jr., 1957).

Como vemos las calizas puede presentar un problema en su clasificación, ya que pueden caer dentro del grupo de las rocas biogenéticas o de las químicas, dependiendo de cuál sea el origen del material carbonatado, si la precipitación química o la actividad de organismos (Figura 2.26). Por otra parte se puede dar el caso que se tenga una mezcla de precipitación insitu y acumulación de fragmentos de organismos.



Figura 2.26_ Clasificación genética de las rocas calizas (según Pettijohn, F.J., 1975). (Tomado de Vera Ocampo, 2010).

2.6.1.2 Clasificación de las calizas por su textura

2.6.1.2.1 Clasificación de Dunham

Las principales clasificaciones de las calizas se fundamentan en el concepto de madurez textural, que permite establecer el nivel de energía del medio en el que se depositó ese material (E. Tucker y P. Wright, 1990).

La clasificación de Dunham publicada en 1962, es una de estas principales clasificaciones que se fundamenta en el concepto de madurez textural, es la más sencilla y más ampliamente usada para caracterizar a las rocas calizas; la distinción importante de esta clasificación es el material que soporta a la roca, ya sea que la roca este suportada por lodo calcáreo o por los granos. Dunham propone que la presencia o ausencia de lodo calcáreo (micrita) es el indicador más fiable de la energía en que ocurre el depósito. La clasificación de Dunham distingue seis tipos de rocas carbonatadas, cinco de ellas caracterizadas por su textura, y la sexta, que incluye todas las rocas en las que la textura original no es reconocible (Figura 2.27).

TEXTURA DEPOSITACIONAL RECONOCIBLE					Textura deposicional reconocible
Los compuestos originales no estaban juntos durante la deposición				Los componentes originales crecieron juntos durante la deposición como se ve en el intercrecimiento de organismos esqueléticos. Laminación en la pared de las cavidades que están cubiertas por materia orgánica que es demasiado larga para estar en los intersticios	
Contiene lodo (partículas de arcilla y limo fino)		Soportado por grano			
SOPORTADO POR LODO		SOPORTADO POR GRANO			
menos de 10% de granos	mas de 10% de granos	mas del 10% de lodo	menos del 10% de lodo		
MUDSTONE	WACKSTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	Carbonatos cristalinos Se subdividen de acuerdo a la clasificación diseñada para texturas o diagénesis

Figura 2.27_ Clasificación de rocas carbonatadas propuesta por Dunham (1962). (Tomado de M. AHR; "Geology of Carbonate Reservoirs", 2008).

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

Textura soportada por la matriz

- I. Mudstone (Lododlita). Son rocas carbonatadas que poseen menos del 10% del volumen de granos. La sedimentación de este tipo de roca ocurre principalmente en ambientes sedimentarios de baja energía, está compuesta por lodo calcáreo (micrita), arcilla y carbonatos de tamaño de limo fino. El tipo de poros de estas rocas es intergranular o intercrystalino.
- II. Wackestone (Caliza lodosa). Son rocas carbonatadas que son soportadas por lodo calcáreo, con un volumen de grano mayor al 10%, e indica que el ambiente de depósito, tiene una energía depositacional media. El tipo de poros de estas rocas es intergranular o intercrystalino.

Presenta más del 10% de granos, los cuales presentan un soporte de micrita

Textura soportada por granos

- III. Packstone (Caliza granular lodosa). Pertenecen a las rocas carbonatadas que son soportadas por grano y lodo calcáreo. Debido a la composición de este tipo de rocas carbonatadas, el ambiente al cual pertenece, se puede concluir que es de alta y media energía; y pudo tener infiltración temprana o tardía del lodo. A pesar de estas conclusiones, la textura depositacional es reconocible. El tipo de poros es móldico, interfósil, resguardado.
- IV. Grainstone (Caliza granular). Estas rocas carbonatadas tienen un soporte de granos, con muy poca o casi nula presencia de lodo. Indicativo de un ambiente sedimentario de alta energía. El tipo de poros de estas rocas es móldico, interfósil resguardado, cavernoso, con fracturas de origen tectónico y fracturas ampliadas por disolución.

Presenta granos soportados, pero sin matriz (sin micrita)

Componentes originales ligados a la depositación

- V. Boundstone (Biolita). Rocas carbonatadas que presentan evidencias de haber sido ligadas durante el depósito (los componentes originales estaban unidos). Son principalmente rocas arrénciales. El tipo de poros de estas rocas es cavernoso con fracturas y fracturas ampliadas por disolución. Presenta componentes orgánicos que se consolidan en la roca desde su depositación, unida por organismos incrustantes (p.ej., por corales o algas).

Textura depositacional

Para este caso Dunham define dos tipos de calizas cuya textura depositacional ha sido destruida por recristalización. La caliza cristalina (caliza recristalizada de grano fino) y caliza sacaroidea (caliza recristalizada de grano grueso). Son rocas carbonatadas que no retienen la textura de depósito, su textura no es reconocible; esta clasificación es para las dolomías y las calizas cristalinas. El tipo de poros de estas rocas es cavernoso con fracturas de origen tectónico y fracturas ampliadas por disolución.

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

La recristalización es el desarrollo de minerales más estables, esto quiere decir que las condiciones físico-químicas en las que se formaron determinados minerales, cambian y se forman nuevos minerales más estables con las nuevas condiciones presentes, sin cambiar su estado sólido. Por ejemplo, algunos organismos marinos segregan aragonita para formar conchas y partes duras como estructuras esqueléticas; conforme el aumento de este material aumenta, se genera enterramiento, y la aragonita recristaliza a la forma más estable del carbono cálcico, mejor conocido como calcita; la calcita es el componente más importante de las rocas sedimentarias calizas.

La clasificación original de Dunham no subdivide las calizas compuestas por partículas mayores de 2 mm, ni diferencia entre distintos tipos de calizas de origen orgánico; estas categorías han sido definidas posteriormente por Embry y Klovan en su modificación de la clasificación de Dunham.

2.6.1.2.2 Clasificación de Embry y Klovan

Embry y Klovan en 1971 amplían la clasificación de Dunham (1962), esta clasificación consiste en darle nombre a las calizas que contienen granos mayores a los 2 mm, añadiendo nuevos términos, no solo para indicar el tamaño de grano, sino también para indicar el tipo de crecimiento orgánico. En esta clasificación se conserva la terminología de Dunham para las calizas compuestas por partículas menores a 2 mm, y se define los siguientes términos (Figura 2.28).

- I. **Floatstone.** Es una caliza con matriz soportada de lodo en la que más del 10% de los granos tienen un tamaño mayor a 2 mm.
- II. **Rudstone.** Es una caliza grano-soportada en la que más de un 10 % de los clastos son mayores de 2 mm.
- III. **Basfflentone.** Caliza autóctona que está formada por organismo que actúan como una pantalla, permitiendo el atrapamiento de sedimentos en la cara del sotavento de la pantalla.
- IV. **Bindstone.** Caliza autóctona formada por la acción de organismos incrustantes formando intercalaciones durante su depositación.
- V. **Framestone.** Caliza formada por organismos que constituyen una estructura rígida.

Los componentes originales no se encuentran juntos durante la sedimentación				Los componentes originales se encuentran juntos durante la sedimentación			Los componentes originales no se encuentran juntos durante la sedimentación	
Generalmente granos < 2mm (Arena y Limo)				Organismos de formas ramosas que atrapan sedimentos	Organismos tabulares o laminares que atrapan sedimentos	Organismos bioestructores primarios y secundarios de arrecifes	Más del 10% de granos mayores a 2mm (rudita)	
Contienen lodo (Matriz micrítica)		No contiene lodo					Contiene lodo	Carece de lodo
> 10% de granos	< 10% de granos	Soportado por granos						
Soportado por lodo		Soportado por granos					Soportado por matriz	Soportado por granos
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Bafflestone	Brickstone	Framestone	Floatstone	Rudstone

Figura 2.28_Ampliación de la clasificación de Dunham (1962) propuesta por EMBRY y KLOVAN (1971) (Tomado de <http://www.petroleoamerica.com/2011/04/geologia-decarbonatos.html>, 2011).

2.6.1.3 Clasificación de las calizas por su textura y composición

2.6.1.3.1 Clasificación de Folk

Folk en 1959, propone una clasificación textural de las calizas, donde establece la relación entre la textura y la hidrodinámica del medio sedimentario. La base de la clasificación de Folk está en la relación entre los aloquímicos y la matriz. Folk propone tres grupos de rocas carbonatadas ricas en partículas (rocas aloquímicas), rocas libres de partículas (rocas ortoquímicas) y rocas autóctonas arrecifales (Figura 2.29); de estos tres grupos Folk propone que existen 11 tipos de calizas.

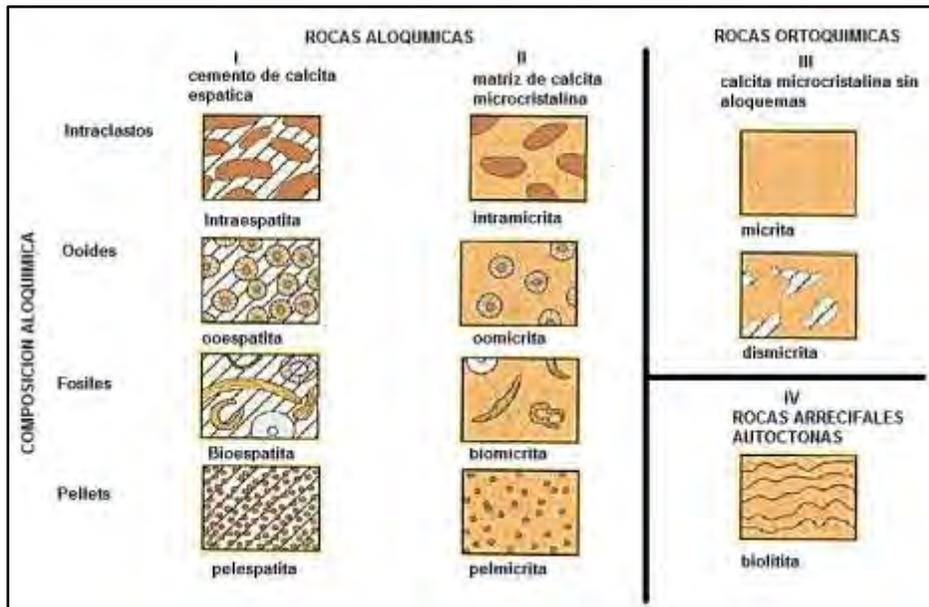


Figura 2.29 Clasificación de las calizas por su composición según Folk (1959,1962) (Modificado de Tucker, 1981) (Tomado de Arche et al., 1992).

Una primera clasificación la establece con base en el contenido de aloquímicos, micrita y esparita. A partir de esto establece cuatro clases de calizas; las dos primeras corresponden a rocas compuestas principalmente por granos aloquímicos, denominadas rocas aloquímicas; una clase es dominada por esparita y la otra por micrita. La tercera clase es la de las calizas que carecen de granos, son las llamadas calizas ortoquímicas, este grupo incluye las calizas micríticas. El cuarto tipo es el de rocas producidas por acumulación in situ, como ejemplo se tiene las rocas arrecifales, Folk las denomina biolilitas.

Tipo I: Bajo contenido de aloquímicos y alto contenido de cemento esparítico, siendo interpretado como depositación en ambientes turbulentos.

Tipo II: Bajo contenido de aloquímicos y alto contenido micrita, indicando corrientes débiles y de corta duración o una tasa rápida de formación de fango microcristalino.

Tipo III: Predominio de aloquímicos y cemento calcáreo esparítico.

Tipo IV: Término genérico usado por Folk para las calizas bioconstruídas.

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

Folk complementa la clasificación textural con una composicional, haciendo una analogía con la madurez textural de las arenitas. En primer término determina cómo es la relación entre micrita y esparita. Si predomina la micrita (>2/3 con respecto a la esparita), subdivide según sea el porcentaje de aloquímicos; por ejemplo oomicrita esparcida, con un contenido de aloquímicos entre 10 y 50%, o pelomicrita empaquetada, con más del 50% de aloquímicos. Si la esparita y la micrita están en proporciones semejantes la denomina mal lavada, ejemplo: intraesparita mal lavada. Si la esparita es más abundante (>2/3 respecto a la micrita) tiene en cuenta la selección y la redondez de los granos; por ejemplo la intraesparita redondeada (intraesparita bien seleccionada con granos redondeados). Este modo de clasificar a las calizas implica la identificación previa de los aloquímicos que presenta y la estimación de las proporciones de micrita y esparita (Figura 2.30 y la Figura 2.31).

Proporciones volumétricas de aloquímicos	> 10 % de aloquímicos		< 10 % de aloquímicos		Rocas arcillosas y bihermales sin modificar	
	Calcita esparítica > micrita	Micrita > calcita esparítica	1-10 % de aloquímicos	< 1 % de aloquímicos		
> 25 % de intraclastos	INTRAESPARITA	INTRAMICRITA	Componentes aloquímicos más abundantes	Intraclastos MICRITA CON INTRACLASTOS	MICRITA o, si se observan zonas espásticas, DISMICRITA	
> 25 % de ooides	OOESPARITA	OOMICRITA		Ooides MICRITA CON OOIDES		
< 25 % de intraclastos < 25 % de ooides. Relación en volumen bioclastos:peloides	> 3:1	BIOESPARITA		BIOMICRITA		Bioclastos MICRITA FOSILÍFERA
	de 3:1 a 1:3	BIOPELESAPARITA		BIOPELMICRITA		Peloides MICRITA CON PELOIDES
< 1:3	PELESAPARITA	PELMICRITA			BIOELITITO	

Figura 2.30_Sistema de clasificación textural y composicional de las rocas carbonatadas según Folk (1959,1962) (Tomado de Adams, 1997).

Análisis terrigenos	Más de la 2/3 de matriz limo todoso (micrita)				Esparta y micrita en proporciones iguales				Más de la 2/3 cemento espalo		
	0 - 1%	1 - 10%	10 - 50%	> 50%	Escasa selección	Buena selección	Redondeados y erosionados				
Término representativo Rocas	Micrita y Domicrita	Micrita fosilífera	Biomicrita Dispersa	Biomicrita Empaquetada	Bioesparita pobremente lavada	Bioesparita mal seleccionada	Bioesparita con buen escogimiento	Bioesparita redondeada			
Terminología 1959	Micrita y Domicrita	Micrita	Biomicrita			Bioesparita					
Análogos terrigenos	Arcilita	Arena arcillosa	Arena inmadura o arcillosa		Areniscas sub-maduras	Areniscas maduras	Areniscas super madura				

■ Matriz micrítica ■ Cemento de calcita esparítica

Figura 2.31_Rango textural de las rocas carbonatadas. En general, los sedimentos de baja energía están a la izquierda con sedimentos sucesivamente de alta energía hacia la derecha (Folk, 1962) (Tomado de <http://www.petroleoamerica.com/2011/04/geologia-decarbonatos.html>, 2011).

2.6.1.4 Clasificación de las calizas debido a factores geológicos

2.6.1.4.1 Clasificación de Wright

En 1992 Wright realizó una revisión de las diferentes clasificaciones partiendo de la base de los principales tipos de texturas en las calizas (sedimentario, biológico y diagénético) que se integran en un sistema único. Concluye que las texturas observadas en carbonatos son el resultado de la interrelación de tres factores; el régimen sedimentario, la actividad biológica y la diagénesis.

Una aportación importante de su trabajo es el de considerar una clase textural diagénética, diferenciada implícitamente por Dunham (1962) en el tipo de calizas cristalinas. Al igual que Dunham (1962) distingue calizas con soporte de matriz (calcimudstone y wackestone) y calizas con soporte de granos y también destaca en su clasificación el término de calcimudstone, que viene a ocupar el lugar de mudstone. Las razones para este cambio son que el término de mudstone se emplea para caracterizar materiales lutíticos mientras que calcimudstone hace referencia a un material litificado compuesto en más de un 90 % de su volumen por calcita de tamaño lodo. En esta clase textural se distinguen las texturas generadas por recristalización de aquellas que resultaron por reemplazamiento y dependiendo del hábito de los cristales de carbonato, se diferencian cementstone y sparstone (Figura 2.32).

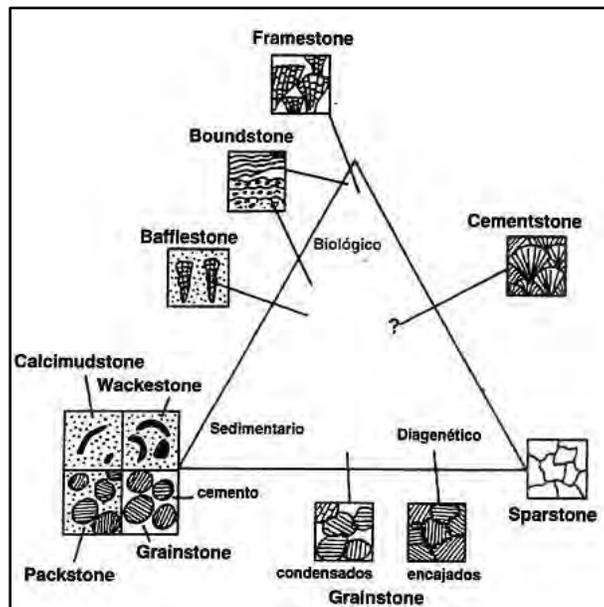


Figura 2.32_Clasificación de las calizas según Wright (1992) (Tomado de Nieto Albert, 1997).

El término cementstone alude a aquellas calizas cristalinas constituidas exclusivamente por cemento fibroso y en las que los aloquímicos no constituyen el entramado de la roca. El termino Sparstone se aplica a las calizas en las que la fábrica sedimentaria está totalmente alterada por procesos de recristalización o reemplazamiento total; dependiendo del tamaño de los cristales.

2.6.1.5 Clasificación de las calizas por el tipo de porosidad

2.6.1.5.1 Clasificación según F. Jerry Lucia

La importancia de la porosidad en el comportamiento físico y mecánico de las rocas calizas es ampliamente reconocido, en especial cuando se trata de formaciones productoras de hidrocarburos. Las rocas las calizas son cuerpos porosos, es decir, están compuestos por el volumen de sólidos, el volumen poroso matricial y el volumen poroso secundario, lo que compone el volumen total de la roca. La matriz puede estar compuesta por arcillas, caliza y/o dolomía. El volumen poroso matricial y el volumen poroso secundario están ocupados por los fluidos del yacimiento tales como agua, aceite y gas.

Los intensos procesos geológicos que sufren las rocas carbonatadas causan que estas desarrollen diferentes tipos de poros como lo son del de tipo intercrystalino, intergranular, móldico, vuggy (vúgulos), interfósil y microfisuras. Esta clasificación es útil para la caracterización de las propiedades petrofísicas, en relación a la respuesta de los registros geofísicos. Cuando un medio poroso contiene poros intergranular y fracturas, se le denomina doble porosidad o fracturado naturalmente. Los poros son susceptibles a cambios mecánicos, y se puede distinguir entre medio poroso consolidado y medio poroso no consolidado.

La clasificación de Lucia (1995, 1999) sugiere que el espacio de los poros entre los granos y cristales (porosidad entre partículas) es el más importante desde el punto de vista petrofísico. Lucia clasifica el espacio poroso entre partículas o granos de carbonato basándose en el tamaño y el tipo de selección de granos y cristales (Figura 2.33). Esta clasificación propone que el tamaño de poro controla la permeabilidad y la saturación de fluido y que la distribución en el tamaño de poro está relacionada con la fábrica de la roca. Esta clasificación también incluye a la dolomita en la cual el tamaño de cristal es controlado por la fábrica y el tamaño de poro (F. Lucia, 1999).

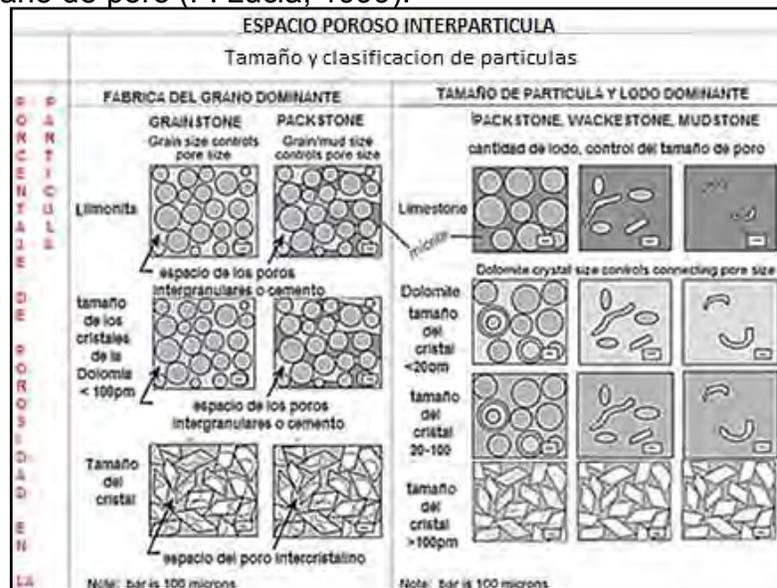


Figura 2.33_ Clasificación geológica y petrofísica del espacio poroso en función del tamaño y selección de granos y cristales (Tomado de F. Lucia, 2007).

La descripción de los tipos de poros amplia más la descripción de rocas carbonatadas, la clasificación de F. Jerry Lucia es hoy ampliamente aceptada. Lucia (1995, 1999) en su clasificación hace hincapié en una propiedad petrofísica de calizas como lo es el espacio poroso. En general esta clasificación sigue la clasificación propuesta por Dunham para rocas carbonatadas (Figura 2.34).

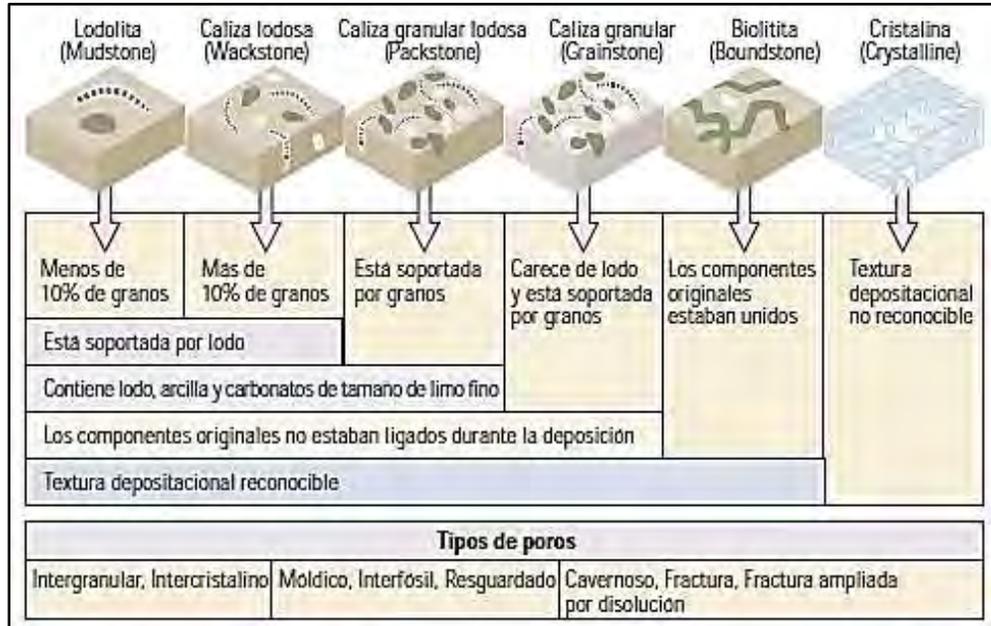


Figura 2.34_ Clasificación de rocas calizas adaptado de Dunham y Lucia. (Tomado de Oilfield Review, 2001).

2.7 *Diagénesis de las rocas calizas*

Dentro de la historia evolutiva de los materiales sedimentarios acumulados en una cuenca sedimentaria, hay una larga etapa que se conoce como diagénesis, en la cual se generan una serie de procesos cuyos resultados, afectan a las rocas sedimentarias como las calizas.

El termino diagénesis (conocido también como metasomatismo), fue acuñado por J. Walther (1893), al describir los cambios físico-químicos que sufren los sedimentos durante el sepultamiento, y que concluyen con su litificación en condiciones bajas de temperatura y presión; por lo que pueden conservar su características texturales, estructurales y mineralógicas primarias, a pesar que estas últimas hayan sufrido procesos de recristalización, reemplazamiento o disolución parcial (Wolf y Chilingarían, 1976).

La diagénesis se refiere a todos aquellos cambios físicos, químicos y bioquímicos que suceden en un depósito sedimentario desde su acumulación original hasta el comienzo del metamorfismo o bien hasta el inicio del intemperismo. Estos cambios se llevan a cabo en condiciones de presión y temperaturas propias (normales) de la superficie o parte externa de la corteza terrestre (Arellano Gil, 2006).

Es importante identificar las fases sucesivas de alteración físico-química y biológica que han sufrido las partículas, o el conjunto de sedimentos, desde que se depositan hasta que se litifican y posteriormente a ellos, pues de esta manera es posible reconstruir conjuntamente con otros parámetros tales como los estructurales y estratigráficos la historia tectónica evolutiva de las provincias geológicas, en este caso las cuencas donde se formaron calizas.

Entendiendo la evolución diagenética, también conocida como paragénesis, se pueden predecir las características de los estratos de calizas con diferencias en sus propiedades petrofísicas en el subsuelo, dicho proceso es necesario interpretarlo en las exploraciones de yacimientos de hidrocarburos.

La diagénesis en los carbonatos sufre procesos tales como cementación para generar calizas y disolución que produce sistemas cavernosos. Estos procesos a su vez incluyen otros más sutiles como el desarrollo de microporosidad y la alteración de elementos trazas marinos y características isotópicas. Los procesos diagenéticos modifican considerablemente la porosidad del sedimento, y aunque generalmente disminuye con el enterramiento, el fracturamiento generado en la diagénesis tardía y la disolución pueden proporcionar altos valores de porosidad (Tucker y Bathurst, 1990).

Los cambios diagenéticos son importantes porque debido a la movilización de los carbonatos pueden modificar considerablemente las propiedades originales de los sedimentos, es decir, afectan la composición, la textura y en ciertos casos las estructuras primarias de los sedimentos. De la misma manera, los eventos diagenéticos perturban a la porosidad y permeabilidad de los sedimentos alterando el potencial de los mismos como receptáculos de agua, gas y aceite. Los mecanismos de la diagénesis pueden ser mecánicos, biológicos o químicos, o una combinación de ellos (Tucker y Bathurst, 1990).

2.7.1 Etapas diagenéticas

Choquette y Pray (1970) proponen tres principales etapas diagenéticas que es la predeposicional, depositacional y post-depositacional, siendo esta última la que mayor influencia tiene en la evolución de la porosidad, por lo que se subdivide en eogenéticas, para procesos diagenéticos desarrollados en la cercanía de la superficie, mesogenética, para aquellos producidos en el subsuelo y telogenética los relacionados a levantamiento/discordancia.

Etapas predeposicional. Este estado inicia en el momento en el que el material sedimentario se forma, y finaliza cuando éste comienza a ser sepultado (Choquette y James, 1990).

Etapas depositacional. Está etapa representada por el periodo de tiempo en el que se efectúa el depósito final del sedimento, para pasar a formar parte de un cuerpo sedimentario (Choquette y James, 1990).

Etapa eogenética. Está etapa se caracteriza por la influencia de las condiciones físico-químicas de la superficie de depósito, que constituyen una diagénesis meteórica; es decir, temprana (diagénesis de agua dulce) y representa el intervalo de tiempo entre la etapa depositacional final y el sepultamiento de un nuevo depósito de sedimentos, influenciado por procesos que tienen lugar en zonas subaéreas (Choquette y James, 1990).

Etapa mesogenética. Esta etapa ocurre cuando la roca es sepultada a grandes profundidades, bajo la influencia de ambientes propios del subsuelo, siendo esta etapa en la que pasa la mayor parte de su historia diagenética. En esta etapa se tiene un incremento en la presión y la temperatura, siendo las condiciones químicas reductoras, aunque localmente pueden ser oxidantes (Choquette y James, 1990).

Etapa telogenética. Constituye el intervalo de tiempo o estado, en el que las rocas sufren la interrupción de cualquiera de las etapas anteriormente expuestas. Está representada por procesos asociados con la formación de una discordancia, es decir, la roca queda expuesta nuevamente a la influencia de procesos superficiales después de haber estado sepultada (perdida de presión). En esta etapa, las condiciones físico-químicas son muy similares a las de la etapa eogenética, aunque se diferencian en que la composición mineralógica en este estado es más homogénea (Choquette y James, 1990).

2.7.2 Procesos diagenéticos

La diagénesis que sufren los sedimentos carbonatados está sujeta por procesos como la cementación, neomorfismo, micritización microbiana, disolución, compactación (mecánica y/o química), dolomitización, solo por mencionar algunos (Tucker y Bathurst, 1990). Estos procesos diagenéticos antes mencionados pueden ser clasificados como destructivos o constructivos dependiendo de los cambios generados durante los mismos (Flügel, 1982).

Diagénesis destructiva. Se caracteriza por destruir o fragmentar el sedimento y sucede de la siguiente manera.

- Erosión biológica. Destruye partículas de carbonatos y del sustrato, produciendo cavidades, ejemplo: organismos que perforan el sustrato.
- Erosión mecánica. Es producida por abrasión y fracturamiento.
- Disolución química. Se debe a la disolución del carbonato de calcio en ambientes con bajo contenido en carbonato de calcio y controlado por las temperaturas bajas, altas presiones parciales del CO₂, bajo pH y aumento en la presión litostática.

Diagénesis constructivas. Se caracteriza por construir o formar el sedimento. La diagénesis constructiva se puede dividir en isoquímica, que es la diagénesis en la cual no hay cambios en la roca y la aloquímica, donde sí hay cambios en la roca original (E. Tucker, 1981).

I. **Diagénesis isoquímica**

- a. Cementación
- b. Neomorfismo
- c. Disolución selectiva (generación de estilolitas y porosidad secundaria)

II. **Diagénesis aloquímica**

- a. Reemplazamientos
 - Dolomitización
 - Dedolomitización
 - Silicificación
 - Autogénesis

Los procesos diagenéticos que sufren los sedimentos carbonatados para formar reservorios de calizas, son la cementación, compactación y disolución selectiva (F. Jerry Lucia, 2007).

Cementación

La cementación es un proceso químico en donde ocurre la precipitación y depositación de minerales en los intersticios (poros) entre los granos de un sedimento. Los materiales que funcionan como cementantes, son transportados en solución por la acción del agua, que avanza entre los espacios abiertos de los clastos permeables, llenando estos espacios vacíos por la precipitación del cemento, provocando la rigidez en el sedimento, uniendo a las partículas unas con otras (Arellano Gil, 2006).

La cementación puede ocurrir simultáneamente con la sedimentación, o bien el cemento puede ser introducido en un tiempo posterior. Los materiales cementantes más comunes son la calcita, dolomita, siderita y sílice. La cementación requiere de enormes cantidades de CaCO_3 y de un mecanismo eficiente de flujo fluido para transportar volúmenes de agua entre los poros; que es necesaria para completar la litificación. En la cementación el carbonato de calcio obstruye el espacio poros y reduce el tamaño de los poros.

La fuente de CaCO_3 varía en los diferentes ambientes diagenéticos; en el marino ésta es el agua de mar mientras que en el meteórico o de enterramiento mayormente proviene de la disolución de granos de carbonato y del sedimento fino en sí mismo (Gómez Peral, 2008). Se llama cemento a la formación de cristales en los huecos (poros) preexistentes, siendo por consiguiente la consecuencia de este proceso la reducción parcial o total de la porosidad del sedimento original.

Los sedimentos carbonatados tienen una porosidad media del 50 %, sin embargo, en las rocas carbonatadas raramente se supera el 10 %. Esto plantea el problema del origen de la cantidad del carbonato cementante. La fuente de dicho cemento se asocia con la disminución de grandes cantidades de carbonatos en etapas diagenéticas previas. La cementación se puede dividir en dos etapas, la temprana y la tardía.

1. Cementación temprana: El cemento que se produce se denota como cemento tipo "A", el cual a su vez puede ser de dos clases (Figura 2.35).
 - a. Fibroso (o acicular): Tiene cristales de tamaños muy variables con ejes largos perpendiculares a las paredes de los poros, que crecen hacia adentro de los poros, con frecuencia fibras largas de aragonita, y fibras cortas de calcita magnésica. Se forma con velocidades de cristalización no muy rápidas.
 - b. Micrítico: Cemento integrado por cristales isométricos menores de 4 micras; mineralógicamente puede estar formado por calcita, calcita magnesiana, aragonito y dolomita. Su génesis se relaciona con una cristalización muy rápida y múltiples centros de nucleación.
2. Cementación tardía. Durante la cementación tardía el cemento que se produce se denota como cemento tipo "B", el cual puede ser de cuatro clases (Figura 2.35).
 - a. Granular (blocky): Cristales anhedrales a subhedrales, generalmente entre de 10 y 60 micras; usualmente sin orientación preferencial.
 - b. Mosaico (drusy): Cristales anhedrales a subhedrales, usualmente mayores a 10 micras, los cristales crecen y aumentan de las paredes del poro hacia adentro, presentan uniformidad a luz polarizada y extinción no ondulada, los límites de los cristales son planos, y en la unión de tres cristales forman un ángulo de 180 grados y dos menores a los 180 grados. Con frecuencia se acumula carbonato férrico en la unión de dichos cristales.
 - c. Fibroso radiaxial: Son cristales curvos que tienen una película laminar doble, tienen ejes ópticos convergentes y ejes largos divergentes en subcristales, el crecimiento es perpendicular a las paredes de los poros, presentan extinción ondulante y los contactos entre los cristales no son planos.
 - d. Sintaxial: Crecimiento de aragonita o calcita en un núcleo existente, por ejemplo en cristales de equinodermos, moluscos y también corales.

Una característica de todos los cementos es que se propagan desde las paredes de los poros hacia todo el espacio poroso y por lo tanto reducen el tamaño de los poros a medida que crecen. En el caso de cemento distribuido uniformemente, el tamaño de poro se reduce en proporción a la cantidad del cemento precipitado.

La reducción en el tamaño de poro afecta la permeabilidad y la capilaridad y con esto existen cambios en la porosidad entre partículas. Por lo tanto, la distribución de tamaño de poro es una función de la porosidad entre partículas y tamaño de grano.

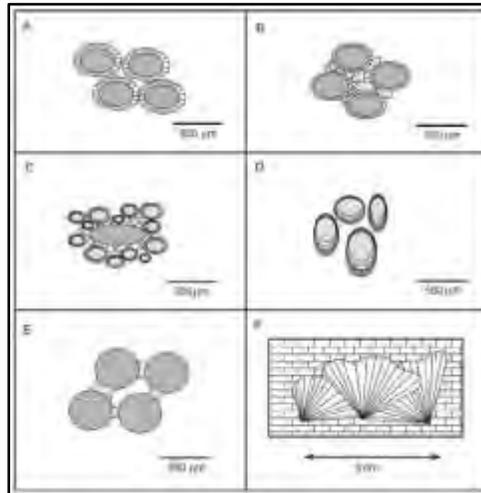


Figura 2.35_ Texturas más comunes del cemento calcítico. A: Fibroso; B: Granular (blocky); C: Sintaxial; D: Micrítico; E: Mosaico (drusy); F: Fibroso radiaxial (Tomado de F. Jerry Lucia, 2007).

En la figura 2.36 se muestra que en la lámina A inicialmente se tiene un 20 % de porosidad pero debido a la cementación se reduce a un 7 %; para la lámina B la permeabilidad se reduce sustancialmente, y la curva de presión capilar cambia debido a que el tamaño de los poros es más pequeño.

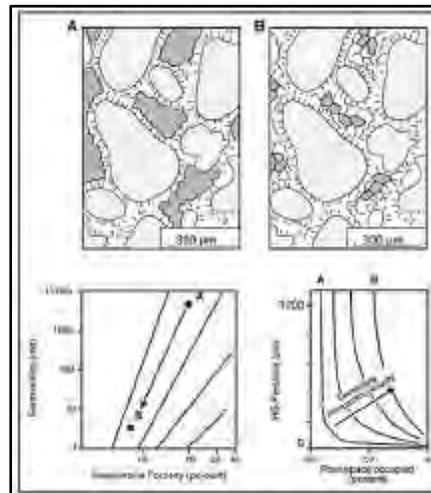


Figura 2.36_ Cambios en la permeabilidad y en la presión capilar debido a la disminución del espacio poroso por efectos de la cementación (Tomado de F. Jerry Lucia, 2007).

Compactación

Es un proceso que implica una reorganización de las partículas en respuesta a las nuevas condiciones de presión por sobrecarga, es decir, reducción de porosidad por pérdida de volumen (compactación) de los sedimentos más profundos provocado por el peso del material suprayacente; haciendo que los sedimentos más profundos expulsen el agua entrampada en sus poros. Cuanto mayor es la profundidad a la que esté enterrado el sedimento, más compacto y más firme se vuelve (Lugo Ruiz, 2010).

Bathurst (1980) en relación con la diagénesis profunda, considera que la compactación de los sedimentos carbonatados puede ser por compactación

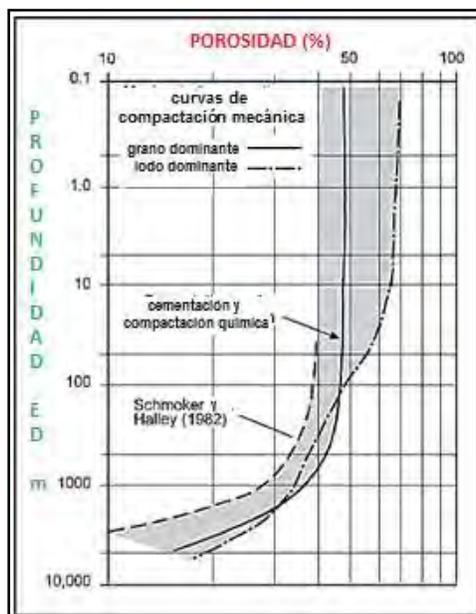
CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

mecánica y química. La compactación mecánica, se da por el incremento de la densidad de empaquetado de las partículas; mientras que la compactación química se da por presión-disolución.

En etapas tempranas del enterramiento la compactación mecánica es importante y culmina con un empaquetamiento cerrado y el fracturamiento de los granos. Eventualmente la compactación química puede provocar la disolución entre granos y la formación de fábricas. Las calizas ya litificadas son químicamente compactadas a lo largo de superficies discretas en las que se desarrollan estilolitas (comúnmente suturadas) y la disolución aparece (con formas planares y anastomosadas), cuando el enterramiento excede a varios cientos y miles de metros (Gómez Peral, 2008).

Datos experimentales han demostrado que la compactación mecánica puede reducir la porosidad del lodo calcáreo de un 70% inicial a un 40% dentro de los primeros 100 m (330 pies) después del sepultamiento (Grafica 2.5) (Goldhammer 1997). Por ejemplo los pellets fecales al ser compactados, cambian su textura de grano tipo packstone a un tipo wackestone, o un mudstone.

Los granos duros mantendrán su forma y su espacio poroso. En contraste, los sedimentos de grano-sustentados pueden retener la porosidad original del 47% a una profundidad de alrededor de 700 m (2310 pies) antes del empaquetamiento y la ruptura de los granos empiecen a reducir significativamente el espacio de poroso. Además de la pérdida de porosidad debido a la compactación mecánica, la compactación química por presión-disolución que se da entre los granos, también dará lugar a la reducción de la porosidad con el sepultamiento y el tiempo. Debido a la presión-disolución los granos compuestos por carbonato de calcio pueden precipitarse en forma de cemento en el espacio de poro adyacente (Grafica 2.5).



Grafica 2.5_Curvas que muestran el cambio en la porosidad con respecto a la profundidad de dos diferentes materiales debido a la compactación mecánica y a la compactación y cementación química; y una tercera curva que propone Schmoker y Halley (1982) para un caso en el Sur de Florida donde se muestra la reducción de la porosidad debido al efecto combinado de la cementación y compactación debido al sepultamiento y al tiempo (Tomado de F. Jerry Lucia, 2006).

Disolución selectiva

La disolución es un proceso diagenético en el cual los carbonatos y otros minerales se disuelven selectivamente, generalmente por la acción conjunta de presión y disolución modificando el espacio poroso de las rocas del yacimiento (Zapata, 1983).

La disolución selectiva se produce cuando un elemento mineral de los carbonatos se disuelve selectivamente, como por ejemplo los minerales metaestables (aragonito, calcita magnesiana, dolomita etc.), los cuales componen en un alto porcentaje a sedimentos carbonatados. Esto generalmente resulta del hecho de que los sedimentos de carbonato están compuestos de minerales con diferente solubilidad.

Los carbonatos son altamente susceptibles a la disolución; los granos se pueden disolver para formar un nuevo espacio entre los poros; y la disolución a lo largo de las fracturas y planos de estratificación pueden producir grandes cavidades. El efecto de este proceso sobre la permeabilidad depende de la geometría y la ubicación de los huecos (espacios vacíos) resultantes con relación a la estructura de la roca. La disolución selectiva puede generar la fábrica en la roca y formar poros tipo móldico a vúgulos o ampliar fracturas. El resultado final del proceso de disolución selectiva es la creación de diferentes tipos de poros y cavidades, mejor conocida como porosidad secundaria (F. Jerry Lucia, 2007).

Existen factores que influyen en la generación del proceso de disolución como lo es la composición del agua o ambiente de depósito por mencionar algunos (Figura 2.37).

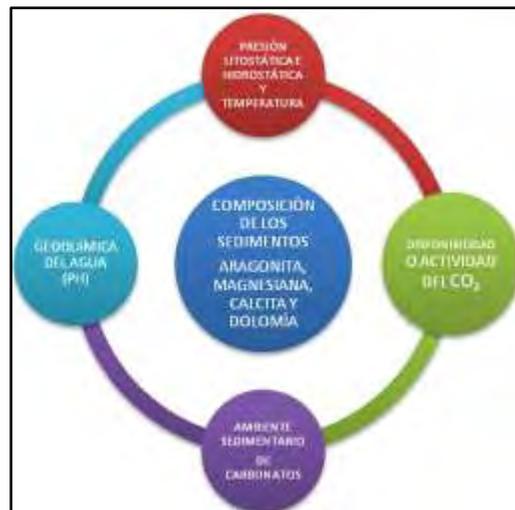


Figura 2.37_Factores que influyen en la generación del proceso de disolución (Tomado de Lugo Ruiz, 2010).

La disolución selectiva es principalmente generada cuando el agua, pasa a través del sedimento y los minerales inestables se disuelven, para ser transportados lejos o precipitados en los poros cercanos donde las condiciones sean diferentes al sitio de disolución.

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

Otra manera en la que se genera disolución selectiva es a través de la presión-solución, ya que éste es un proceso que ocurre cuando la presión es concentrada en un punto de contacto entre dos granos. Esto causa solución y por lo tanto, migración de iones o moléculas lejos del punto de contacto, hacia un área de más baja presión donde la fase disuelta pueda precipitar (Lugo Ruiz, 2010).

Cada uno de estos procesos se puede identificar por la fábrica que presente la caliza. La ocupación de la calcita en el espacio de poros de la caliza puede ser identificada por la geometría del cristal y la posición relativa de grano. La compactación puede ser identificada por la interpenetración del grano, ya que el grano presenta ruptura, deformación, espaciamiento entre granos, y estilolitización. La disolución selectiva se refiere a la formación del espacio de los poros por la eliminación de un elemento de la fábrica de la caliza específica y que puede formar una porosidad tipo vugular.

Los yacimientos en calizas esta sujetos a procesos diagenéticos más simples como la cementación, compactación y disolución selectiva; mientras que los depósitos de dolomía son más complejos, debido a que los procesos que los caracteriza son más complejos como lo podría ser el proceso de mineralización evaporítica y la dolomitización. Este tipo de depósitos están caracterizados por sistemas de poros que no están vinculados a los sistemas de poros de la matriz y son los más complicados porque implican una combinación de fracturamiento, disolución masiva, colapso y cementación.

Los procesos de cementación, compactación y disolución selectiva constituyen un entorno diagenéticos caracterizado por diagénesis marina poco profunda, y diagénesis meteórica relacionada con la exposición subaérea y zonas intermareales y el sepultamiento en agua de mar abierto y agua subterránea. La cementación y compactación reducen porosidad en la caliza; y la disolución selectiva forma porosidad tipo vugular, esto debido a la disolución selectiva de granos formados por minerales inestables.

A continuación se describen los demás procesos que interviene en la diagénesis de los carbonatos; describiendo los más representativos.

Litificación

Es el proceso donde los sedimentos no consolidados se transforman en rocas sedimentarias sólidas; la litificación se basa en la compactación y la cementación.

Neomorfismo

Folk (1965) introduce el término neomorfismo, para incluir todas las transformaciones, de un mineral a sí mismo o a un polimorfo. En otras palabras el neomorfismo es la transformación o cambio del mineral de carbonato de calcio, éste puede permanecer intacto o convertirse en un mineral polimorfo. El nuevo mineral se desarrolla en el espacio ocupado por el original, sin cambio de volumen, y puede tomar la forma del mineral reemplazado; por lo que este fenómeno permite describir procesos de reemplazo y recristalización.

Existen dos aspectos importantes del neomorfismo, la transformación polimórfica de la aragonita a calcita y la recristalización de calcita a calcita. Ambos procesos toman lugar en presencia del agua, a través de disolución, reprecipitación. Se habla de neomorfismo en los casos donde se han generado texturas de reemplazo más que de recristalización.

Todos los procesos diagenéticos incluyendo al neomorfismo, tienen lugar en un medio acuoso (procesos al estado sólido seco no ocurren desde que los ambientes son húmedos). El proceso de neomorfismo más común en calizas de grano fino es el desarrollo de un mosaico de grano más grueso (agradación). Un proceso particular de neomorfismo es la calcitización, donde la aragonita es reemplazada por calcita (Gómez Peral, 2008).

La conversión de cristales pequeños en grandes puede producirse por crecimiento de algunos cristales grandes en una pasta estática (neomorfismo porfiroide), o por aumento gradual de todos los cristales manteniendo un tamaño uniforme (neomorfismo coalescente), las fases finales de ambos casos no son diferenciables.

El neomorfismo porfiroide se produce durante el reemplazamiento de una concha aragonítica por un mosaico de calcita. El neomorfismo coalescente puede ser el proceso que origina la mayoría de las microsparitas mayores de 5 micras (Folk, 1965); véase la figura 2.38.

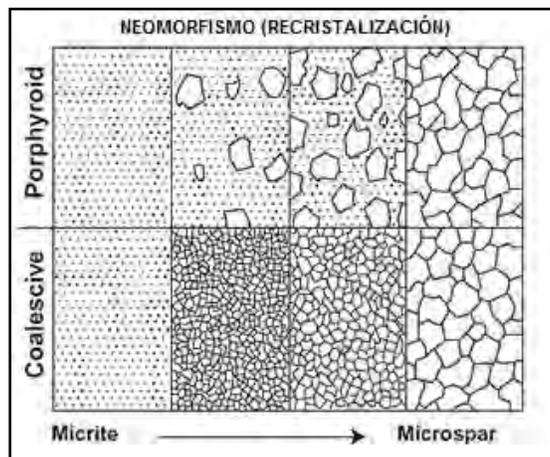


Figura 2.38_Tipos de neomorfismo: 1) neomorfismo porfiroide. 2) neomorfismo coalescente. Las etapas finales de ambos casos no son diferenciables (Folk, 1965) (Tomado de Arche, 1992).

Recristalización

La recristalización se refiere cambio en la textura y estructura del sedimento, por crecimiento de pequeños cristales o fragmentos en un agregado de cristales más gruesos, esto debido al incremento en presión y temperatura; considerando que exista un cambio en la mineralogía y como se sabe la mayoría de los sedimentos carbonatados originalmente están formados de calcita y aragonita (Figura 2.39).

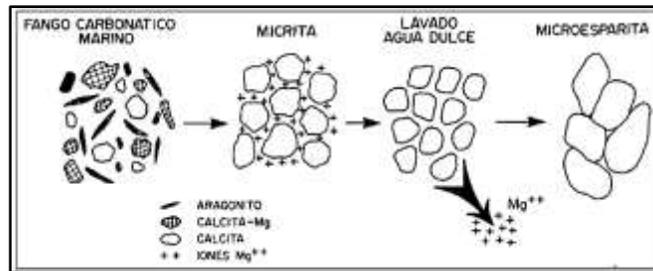


Figura 2.39_En los sedimentos marinos los lodos carbonatados contienen mucha calcita magnesiana. Cuando éstos litifican a micrita, cada poliedro de calcita se piensa está rodeado por iones Mg que impiden el crecimiento lateral más allá de algunas micras. Si el sedimento es lavado por agua dulce se remueve el Mg y se produce la recristalización a microesparita gruesa (Folk, 1974) (Tomado de Arche, 1992).

Reemplazamiento

Es el desarrollo y sustitución de nuevos minerales por reacciones entre los elementos constitutivos originales de los sedimentos y materiales acarreados de fuentes externas. El nuevo mineral se desarrolla en el espacio ocupado por el original, sin cambio de volumen, y puede tomar la forma del mineral reemplazado (seudomorfo) (Arellano Gil, 2006).

El reemplazamiento supone un cambio de mineralogía en el material preexistente y frecuentemente va acompañado de variación en la cristalinidad (recristalización). Las modificaciones mineralógicas pueden ocurrir de manera penecontemporánea a la sedimentación o más tardíamente, provocadas por la circulación de aguas cargadas de sales disueltas, y en particular con iones de Mg (dolomitización) o de sílice (Figura 2.40).

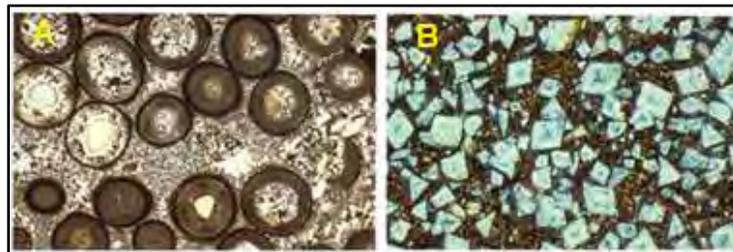


Figura 2.40_Reemplazamiento. A: Reemplazo de ooides por sílice (cuarzo); B: Reemplazo de la caliza por cristales euhedrales ferrosa (rica en hierro) en dolomita (Tomado de Handford, 2006).

Son varios los procesos de reemplazamiento presentes en la diagénesis de los materiales carbonatados como lo es la glauconitización, yesificación, fosfatización, ferruginización, silicificación, dolomitización, dedolomitización; pero los tres últimos procesos de reemplazamiento son los que tienen una mayor importancia en la formación de rocas calizas.

I. Silicificación

Es el proceso de reemplazamiento de CaCO_3 por SiO_2 (carbonato de calcio reemplazado por silicio). Se da en la zona de mezcla de aguas continentales y marinas. Aunque la mayor parte de las calizas consisten de minerales carbonatados, otras muestran un contenido variable de otros minerales, como los silicatos, principalmente la calcedonia. Este mineral puede encontrarse diseminado a través de toda la roca o también segregado en nódulos de pedernal en calizas y dolomías.

II. Dolomitización

La dolomitización es el proceso geológico y químico, donde se forma la dolomía, un carbonato cálcico-magnésico. La dolomitización logra que el magnesio presente en el agua del mar, reemplace parte del calcio y la aragonita con la que están formadas las calizas. Es decir, ocurre cuando los carbonatos (constituidas por calizas) entran en contacto con agua (con alguna cantidad de magnesio disuelto) que circula a través del medio poroso. Al entrar en contacto, el magnesio desplaza al calcio, debido a que el magnesio es considerablemente más pequeño que el calcio (Lugo Ruiz, 2010).

Los cementos dolomíticos son comunes en calizas y estos precipitan durante la diagénesis tardía en cavidades y fracturas (Figura 2.41).



Figura 2.41_ Aproximadamente el 30-40% de todas las calizas se han dolomitizado. A: Microfacies de dolomías mostrando el desarrollo de cemento dolomítico. El color marrón en los cristales de dolomitas está asociado a impregnación de hidrocarburos; B: dolomita con alto grado de porosidad con impregnaciones de hidrocarburos (Tomado de Lugo Ruiz, 2010; Handford, 2006).

La roca generada, después del desplazamiento, puede presentar una porosidad mucho mayor. El fenómeno de la dolomitización es de suma importancia, ya que resulta en la generación de mayor porosidad efectiva de la roca. Los geocientíficos, dividen a la dolomitización en dos casos importantes de reemplazamiento mineral, estos son parciales y totales.

Los reemplazamientos parciales pueden presentar una la selección de tal forma, que lo primero en dolomitizarse es la matriz micrítica y posteriormente los bioclastos. En distintos casos, esta selección se establece a través de fracturas y las distintas estructuras sedimentarias.

Los reemplazamientos totales se presentan en casos, en los cuales se obtienen distintos grados de conservación. Se encuentra la conservación de la textura deposicional, la conservación parcial de la textura deposicional y la conservación nula de la textura deposicional.

I. Dedolomitización

Es un proceso que consiste en el reemplazamiento de dolomita por calcita; como una forma diferente de la dolomitización que ocurre durante la diagénesis meteórica; a este proceso se le conoce como dedolomitización (Purser et al., 1994). Durante este proceso se genera porosidad secundaria en la dolomita que puede ser por la reprecipitación de cementos de calcita a partir de un fluido meteórico (Figura 2.42).

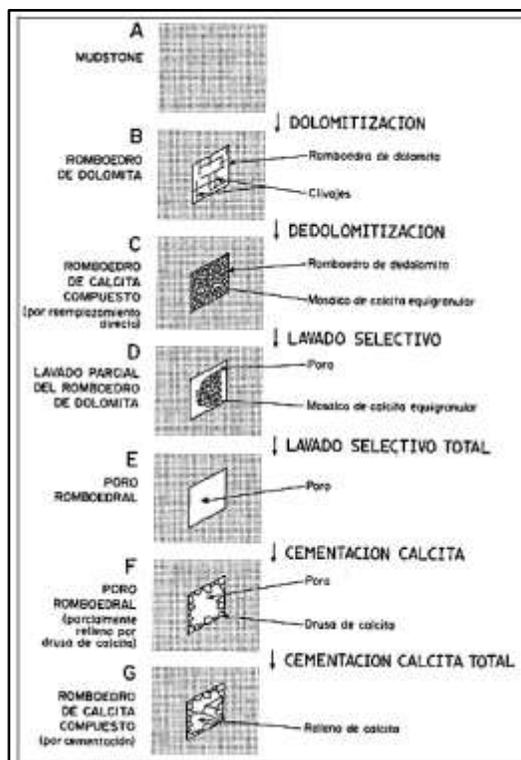


Figura 2.42_Esquema (simplificado) de la historia de un proceso de dolomitización-dedolomitización (Evamy, 1967) (Tomado de Arche, 1992).

Micritización

La micritización es el reemplazamiento de un grano esquelético por micrita y lo que se da por un mecanismo conocido como perforado y rellenado (boring and infilling) (Bathurst, 1966).

Para Alexanderson (1972), es la alteración de una fábrica preexistente a micrita, pudiendo haber diferentes mecanismos que produzcan el proceso. El mecanismo de perforado y rellenado (boring and infilling) propuesto por Bathurst (1966) es el siguiente.

- I. Se crea una perforación (boring) por un organismo.
- II. El organismo perforador (borer) se muere y descompone, quedando la perforación vacía (hueco).
- III. La perforación se rellena (infilling) por cemento micrítico de calcita magnesiana o aragonito.

La repetición de estos procesos produce una envuelta micrítica o incluso la micritización total del componente afectado. En la figura 2.43 se muestra de manera esquemática el proceso de micritización donde a) es el esquema de un bioclastos conteniendo algas endolíticas vivas (negro), algunos huecos están vacíos después de la muerte de las algas y otros han sido rellenos posteriormente por micrita (punteado) (Bathurst, 1975).

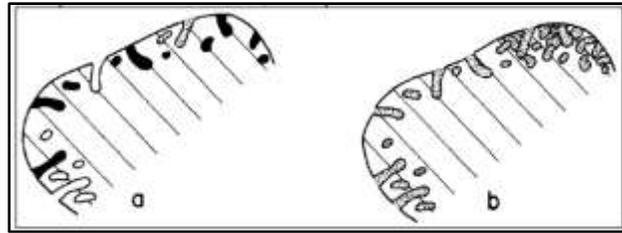


Figura 2.43_ Proceso de micritización según Bathurst (1975)
(Tomado de Arche, 1992).

En el esquema b) se muestra un estado más avanzado que el de a) en el que todos los huecos están rellenos con micrita. En la parte superior del bioclastos se han originado otros huecos que han sido rellenos con micrita después de morir las algas, produciéndose un desarrollo mayor de la envuelta micrítica (Bathurst, 1975).

Autigénesis

Desarrollo de nuevos minerales o sobre-crecimientos dentro de un sedimento. En la tabla 2.5 se muestra de manera resumida cada uno de los procesos involucrados en la diagénesis de los sedimentos carbonatados.

Diagénesis destructiva	erosión biológica erosión mecánica disolución química		
Diagénesis constructiva	Isoquímica	Cementación	Diagénesis temprana = Tipo A Diagénesis tardía = Tipo B
		Neomorfismo	Agradación
			Inversión
	Aloquímica	Recristalización Dolomitización Dedolomitización Calcita Mg calcita Silicificación autigénesis	

Tabla 2.5_Procesos diagenéticos en carbonatos resumido de Flügel (1982) (Tomado de Gómez Peral, 2008)

Dichos procesos estarán regidos principalmente por las características hidroquímicas de las aguas intersticiales y otros factores, tales como la producción de dióxido de carbono, pH, flujo, tamaño cristalino, mineralogía, etc. Estos factores varían con el tiempo y en el espacio, dando lugar a los diferentes ambientes diagenéticos.

La diagénesis de los carbonatos depende de factores como el tipo de roca química, ambiente sedimentario, temperatura, presión, clima y tipos de organismos presentes (Figura 2.44).



Figura 2.44_Factores diagenéticos (Tomado de Lugo Ruiz, 2010).

2.7.3 Ambientes diagenéticos

Blatt, H. (1982) hace una interpretación de los ambientes diagenéticos en sedimentos carbonatados, así como también la interpretación de ambientes diagenéticos y formación de minerales carbonatados propuesta por Folk (1981), la cual está en función de las concentración de Na y Mg. Estos ambientes diagenéticos son fundamentalmente tres, el meteórico (cercano a la superficie meteórica), marino, y de enterramiento, algunos autores consideran una cuarta variante que corresponde al ambiente de mezcla (Figura 2.45).

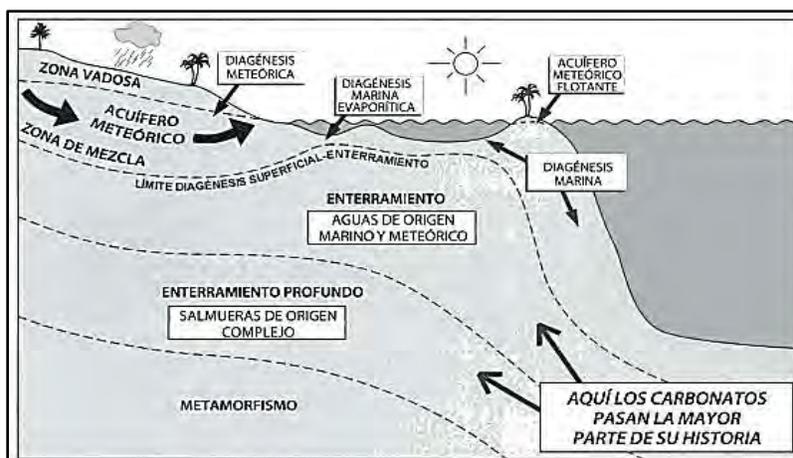


Figura 2.45_Esquema que muestra las principales zonas diagenéticas en función del origen del agua intersticial y de la profundidad (Tomado de Arche et al., 1992).

Ambiente continental y diagenesis meteórica

Este ambiente está caracterizado por la influencia de agua meteórica que se filtra por los sedimentos. Por lo general este ambiente se encuentra por arriba de la zona de mezcla y se divide en dos zonas, vadosa y freática.

La zona vadosa se localiza arriba del nivel freático, en ambientes de supramarea, arrecife y playa, bajo la influencia de agua meteórica o de olas en la playa. En esta zona los poros de los materiales están ocupados por dos fases (aire y agua) y por ello los cementos que se producen tienen forma discontinua. La aragonita se disuelve en aguas ácidas meteóricas, produciéndose poros entre las partículas o disolviéndose éstas.

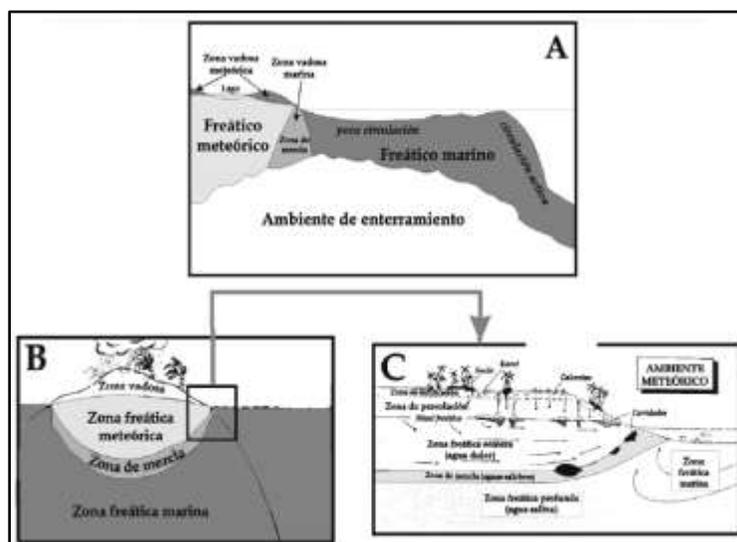
Cuando el agua circula por capilaridad, se origina el cemento en forma de menisco en el contacto entre los granos; cuando la circulación es descendente, por gravedad, se forma el cemento micro-estalactítico en la parte inferior de los granos (Figura 2.46) (Amaya Santiago, 2010).

En esta zona el agua se drena por gravedad y esto puede ser muy rápido en rocas fracturadas. Se identifican dos subzonas una conocida como zona de alta de la infiltración y otra como zona inferior de percolación. Los dos procesos desecación por evaporación y la evapotranspiración, que interactúan para crear geometrías cementos distintivos.

La zona freática se localiza dentro del nivel freático en la que existe agua meteórica en poros (Figura 2.46); por esta razón los cementos que se generan son de forma continua, teniendo la película o capa de cemento que rodea a cada grano con un espesor más o menos uniforme; en esta zona se genera abundante cemento tipo drusa donde ocurre el reemplazo de aragonita por calcita, cemento sintaxial, baja porosidad, neomorfismo, y anillos de calcita isopaca en forma de espada (Amaya Santiago, 2010).

La diagénesis meteórica se desarrolla en zonas continentales, pero también a lo largo de los márgenes de la plataforma o sobre plataformas donde se desarrollan islas o atolones y plataformas aisladas en donde los sedimentos se elevan por encima del nivel del mar. La diagénesis meteórica puede afectar a los sedimentos después de su depositación, al contacto con el agua de lluvia en zonas intermareales (Handford, 2006).

La diagénesis meteórica no solo puede ocurrir en la superficie, si no también se puede llevar a cabo a profundidad; en donde un acuífero con una fuerte carga hidráulica puede descender al subsuelo alcanzando profundidades considerables, y así llevándose a cabo este proceso (Handford, 2006).



2.46_ En el esquema A se muestran las zonas del ambiente diagenético meteórico; B: Esquema que muestra las zonas del medio ambiente meteórico poco profundos en una isla ideal de arenas carbonatadas permeables. Sin escala, pero la distancia vertical podría representar decenas de metros y la horizontal algunos kilómetros (Longman, 1980); C: Muestra la zona vadosa de agua y la distribución de las áreas de disolución y precipitación (Longman, 1980) (Tomado de Handford, 2006 y Arche, 1992).

Dentro de la este tipo de diagénesis se suceden procesos claves como es la disolución en donde las aguas meteóricas se acidifican al recoger CO₂ de la atmósfera y el suelo lo cual provoca que se disuelvan los carbonatos. Otro proceso clave es la cementación, en donde la aragonita y la calcita alta en Mg son más solubles que la calcita baja en Mg en aguas meteóricas. Al disolverse se produce súper-saturación con respecto al calcio en estas aguas con una razón baja de Mg/Ca (E. Tucker y P. Wright, 1990).

Esto produce la precipitación de la calcita baja en Mg, mientras que la aragonita y la calcita alta en Mg se disuelven; de esta manera los sedimentos de carbonatos se disuelven a la vez que se cementan. Las rocas generadas en este tipo de ambiente se caracterizan por tener en sus poros agua dulce, y la cementación más común encontrada en el ambiente meteórico es la de calcita baja en magnesio (LMC) (E. Tucker y P. Wright, 1990).

Mientras que en presencia de aguas meteóricas, el proceso más común es el de disolución que culmina con el desarrollo de superficies cársticas. El clima resulta un factor muy importante en la determinación de la naturaleza y extensión del ambiente meteórico, ya que está en relación a la velocidad de fluidos (Gómez Peral, 2008).

Ambiente marino y diagénesis marina

Este ambiente se caracteriza por situarse debajo de agua netamente marina, sin influencia de agua meteórica, incluye el suelo marino, planicies de marea y playas, y se puede dividir en dos tipos de ambiente o zona que es el ambiente marino somero o zona vadosa y ambiente marino profundo o zona freática (Figura 2.47).

Ambiente marino somero o zona vadosa

Las aguas son someras donde se desarrolla el proceso de micritización, y se da la formación de cementos de aragonita, calcita magnesiana (micrítica); lo que desarrollan texturas gravitacionales y en las uniones que en general son de aragonito fibroso y de calcita magnesiana (HMC) micrítica. También se desarrolla el proceso de cementación en climas cálidos, en aguas sobresaturadas de carbonato de calcio (Figura 2.47).

Ambiente marino profundo o zona freática

En este tipo de ambiente se produce un cemento criptocristalino de calcita magnesiana (Figura 2.47). Producto de la solución por presión-disolución, cementación de granos así como estilolitas. Longman (1980) subdivide la zona freática en zona marina freática activa, en la que el movimiento del agua, combinado con otros procesos, tiene como consecuencia más importante la cementación; y en zona marina freática estancada, en la que el movimiento del agua a través del sedimento es relativamente lento y no se produce cementación.

La diagénesis marina tiene lugar en el fondo del mar y por bajo de las planicies de marea y playas. En el ambiente marino abierto, los procesos dependen en gran medida de la profundidad del agua, la latitud, y el clima es un factor importante. En este ambiente la sedimentación es lenta y el movimiento de los sedimentos está restringido de modo que la interfase agua-sedimento es estable durante un tiempo suficiente para permitir el intercambio del agua intersticial y con esto se lleva a cabo la cementación de los sedimentos.

La cementación en este ambiente está asociado también alta energía donde los sedimentos son porosos y permeables. En las zonas de alta tasa de sedimentación, la cementación marina se produce principalmente en los entornos costeros frente arrecife o donde la acción de las mareas puede forzar el agua de mar a travesar de los sedimentos.

Zona mixta o de mezcla

Esta zona se encuentra donde ocurre la mezcla entre el ambiente marino freático y el meteórico freático, produciéndose así un ambiente con agua salobre en los poros de los sedimentos, lo que produce dolomitización y silificación (Figura 2.47).

La geometría de éste ambiente varía dependiendo del gradiente hidráulico, porosidad-permeabilidad, tipo de acuífero (confinado o no confinado), fluctuaciones climáticas (anual, cambio de estaciones o a mayor escala) y nivel del mar. La dolomitización ocurre comúnmente en este ambiente.

Ambiente de enterramiento y diagénesis de enterramiento

Las aguas en este ambiente son en su mayoría hipersalinas (brines) con bajas cantidades de K^+ , Mg^{2+} y SO_4^{2-} , Na y altas cantidades de Ca y HCO_3^- ; tienen también una razón molar de Ca/Mg más alta que las aguas marinas. La solubilidad del calcio disminuye al aumentar la presión por lo que también se precipita más fácilmente. En este ambiente ocurre comúnmente la dolomitización debido a las altas temperaturas y presiones (Figura 2.47).

La diagénesis de enterramiento se subdivide en dos etapas una de enterramiento somero (desde cientos de metros hasta 2 Km, $< 80^\circ C$) y enterramiento profundo (más de 2 Km, $> 80^\circ C$). Durante la diagénesis de enterramiento somero, el sistema roca-agua las reacciones diagenéticas están muy influenciadas por la composición (meteórica, marina, salobre etc.) y flujo del agua intersticial.

Las velocidades de flujo de las aguas intersticiales pueden ser altas, ya que la porosidad y permeabilidad también lo pueden ser. Durante el enterramiento profundo, las velocidades de flujo de las aguas intersticiales son lentas, ya que la permeabilidad y porosidad son generalmente bajas y por tanto el volumen de agua disponible es escaso (Bjorlykke, 1994).

Sin embargo las reacciones químicas son relativamente más rápidas, debido a las altas temperaturas y altas presiones. Los sedimentos pueden ser enterrados habiendo o no sufrido diagénesis meteórica primero, esto es un factor importante en la diagénesis por enterramiento.

En la diagénesis de enterramiento los procesos más comunes son la cementación, compactación, solución por presión y disolución-precipitación. Existen variaciones importantes como la profundidad de enterramiento, presión y la composición química del agua entrampada en los poros.

La mayoría de las rocas calizas antiguas han sido afectadas por este tipo de ambiente donde se presenta altas presiones y altas temperaturas, la composición de los fluidos presentes son muy diferentes a composiciones marinas y freáticas ya que la composición del agua es usualmente hipersalinas con altas concentraciones de Fe y Mn. Las rocas calizas que se han enterrado de 1 a 2 km de profundidad típicamente preservan porosidades muy bajas, y por debajo de 6 km la porosidad no suele sobrepasar el 5 % (Scholle y Halley, 1985).



Figura 2.47_ Ambientes diagenéticos de sedimentos carbonatados. (Tomado de Blatt 1972; Flugel, 1982 y Tucker, 1990).

A continuación se muestra en la tabla 2.6 de manera resumida los ambientes, procesos y productos predominantes diagenéticos en los sedimentos carbonatados.

Ambiente diagenético	Zonas / subzonas		Fluidos porales			Procesos y productos diagenéticos predominantes
			tipo	saturación en CaCO ₃	movilidad	
Marino	vadosa	—	agua de mar + aire	saturados	variable	Micritización. Porosidad y texturas primarias permanecen prácticamente inalteradas. Cementación muy escasa, en contactos entre granos (meñisco, microestalactítica (= <i>pendant</i> y/o gravitatoria)
	freática	inactiva	agua de mar	saturados	baja	Micritización escasa. Cementación en microporos. No se observa remoción de elementos ni alteración de los granos.
activa		alta			Cementación intergranular e intraporal. Neomorfismo. Micritización HMC (<i>drusy</i> o <i>blocky</i>). Cementos: aragonita botroidal y fibrosa isópaca, HMC fibrosa isópaca y pseudopelets.	
Mezcla	—		agua de mar + agua meteórica	Subsaturados [saturados en (Ca,Mg)CO ₃]	variable	Dolomitización (en caso de buena circulación de fluidos). Disolución escasa de calcita y precipitación común de dolomita.
Meteórico	vadosa	disolución	agua meteórica + aire	subsaturados	variable	Remoción de aragonita. Disolución y producción de CO ₂ . Generación de cavidades porales.
		precipitación		saturados		Pérdida de CO ₂ por evaporación. Escasa cementación (tipo meñisco o <i>pendant</i> , menos común calcita equigranular). Alta preservación de la porosidad.
	freática	disolución	agua meteórica	subsaturados	variable	Disolución. Generación de porosidad secundaria tipo móllica o " <i>vuggy</i> ". Neomorfismo.
		precipitac. inactiva		saturados	baja	Escasa cementación. Preservación de la porosidad. Neomorfismo.
Soterramiento	inicial (o somero)	agua meteórica (agua marina o juvenil subordinadas)	Sobresat. (subsat. localmente en presencia de MO) > prof. > salinidad = > saturación	alta	- Cementación; compactación química y física; neomorfismo. - Cementos: esparita equigranular poiquilotópica; dolomita tipo baroque (clivaje curvado y rica en Fe).	
	tardío (o profundo)			baja	- Compactación: fábricas apretadas, contactos entre granos cóncavo-convexos; disolución en venas; estilolitización.	

Tabla 2.6_ Resumen de ambientes, procesos y productos diagenéticos para rocas carbonatadas. (Tomado de Gómez Peral 2008).

2.8 Ambientes sedimentarios

Un ambiente sedimentario es una porción geográficamente limitada que está caracterizada por un conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas que determinan las características particulares de un sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes. Haciendo una amplia generalización, los ambientes subaéreos son esencialmente erosiónales, en tanto que los subacuáticos son fundamentalmente de sedimentación (Reineck, 1975).

En un ambiente de alta energía (zona de olas de rompimiento) los sólidos (arena y grava) son dominantes, mientras que las sales y los gases tienen muy poca influencia. Por el contrario en un ambiente de baja energía (aguas tranquilas) los componentes orgánicos son dominantes, y de allí que juegan un rol importante en el depósito de carbonatos (Riby, 1972 y Reineck, 1975).

2.8.1 Clasificación de los ambientes sedimentarios

En la tabla 2.7 se muestra la manera en que se encuentran clasificados los ambientes sedimentarios, tomando en cuenta los procesos físicos, químicos y biológicos o todos los elementos y factores que caracterizan a un ambiente.

AMBIENTES SEDIMENTARIOS	
CONTINENTALES	GLACIARES EOLICOS LACUSTRES ABANICOS ALUVIALES FLUVIALES KÁRSTICO
TRANSICIONALES O MIXTOS	PALUSTRES COSTEROS DELTAS ESTUARIOS LAGUNAS
MARINOS	PLATAFORMA CLÁSTICA PLATAFORMA CARBONATADA RAMPAS TALUD CONTINENTAL PLANICIES ABISALES (CUENCAS)

Tabla 2.7_ Clasificación de los ambientes sedimentarios.
(Tomado de Arellano Gil, 2006).

2.8.2 Ambiente sedimentario marino

El estudio de los ambientes marinos podría ser el de mayor importancia para la industria petrolera, ya que debido a este tipo de ambiente se acumularon sedimentos carbonatados formadores de rocas calizas en donde encuentran acumulados importantes volúmenes de hidrocarburos en México.

Los elementos más importantes que definen a los ambientes sedimentarios marinos son la fisiografía del medio, la energía, el clima, aporte de sedimento y cambios en el nivel del mar. La sedimentación carbonatada marina se desarrolla en dos ambientes, nerítico y el bentónico.

La zona nerítica es la zona sublitoral, se extiende desde el nivel de la baja marea hasta una profundidad de 200 m (Figura 2.48).

La zona batial es el fondo oceánico comprendido entre el borde de la plataforma continental y el pie del talud (aproximadamente entre 200 y 3.000 metros), (Figura 2.48).

La zona abisal donde se desarrolla la sedimentación bentónica que inicia a una profundidad de 3000 metros y llega hasta las profundidades de las grandes llanuras oceánicas (aproximadamente a 6 000 metros); las grandes fosas oceánicas se consideran como zona hadal a profundidades superiores a 6000 m (Figura 2.48).

Para este trabajo solo se describirá las principales características del ambiente marino de cuenca, ya que gracias a este tipo de ambiente de baja energía es posible la formación de calizas con textura tipo mudstone y wackestone, en las cuales se encuentran acumulados importantes volúmenes de hidrocarburos en México y en el mundo, y que representan un importante porcentaje en la producción de aceite y/o gas para nuestro país.

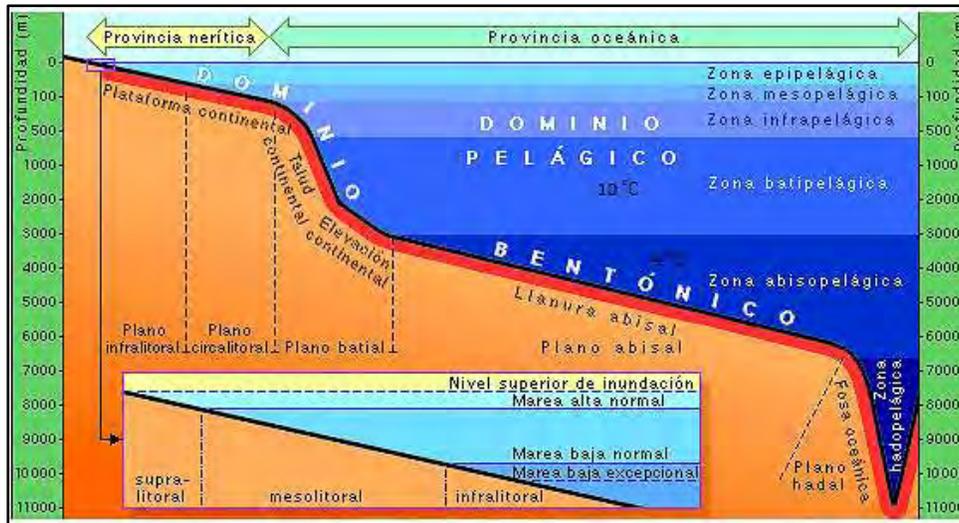


Figura 2.48_ Zonas marinas (Tomado de <http://elmundooceanico.blogspot.mx/>; 2005).

2.8.2.1 Ambiente sedimentario de cuenca

El ambiente sedimentario de cuenca está definido como cualquier otro ambiente sedimentario marino, por factores físicos, biológicos y químicos, formando este tipo de ambiente depositacional el conjunto de características que los sedimentos o facies sedimentarias los hacen diferentes al resto de los depósitos en otros ambientes. Dentro de este ambiente los procesos, están sujetos a niveles de energía, la cual comprende factores como las corrientes geostroficas, olas, mareas, tormentas y la tectónica.

El clima, que a su vez puede condicionar algunos aspectos de la oceanografía, así como cambios en el nivel del mar, la naturaleza del aporte del sedimento y el volumen de material aportado. El ambiente de cuenca se extiende desde el pie de talud en las plataformas continentales hasta las grandes profundidades de la cuenca (llanura abisal), (Figura 2.49).

En este tipo de ambiente se identifican los canales oceánicos que son valles paralelos o subparalelos al margen continental, que presentan recorridos longitudinales de cientos a miles de kilómetros, pudiendo actuar como vías de transferencia de sedimentos de una cuenca a otra.

Tanto los materiales de borde continental como los de abanicos submarinos pasan lateralmente a los sedimentos más profundos. Estos están formados por delgadas capas de material transportado por corrientes de turbidez y por sedimento autóctono (margas pelágicas con abundantes conchas de foraminíferos).

El ambiente depositacional de cuenca se presenta por debajo de los 1000 metros de profundidad aproximadamente (Figura 2.50); este ambiente se caracteriza por el depósito de sedimentos carbonatados pelágicos formadores de calizas, margas, y depósitos turbidíticos de piso de cuenca.

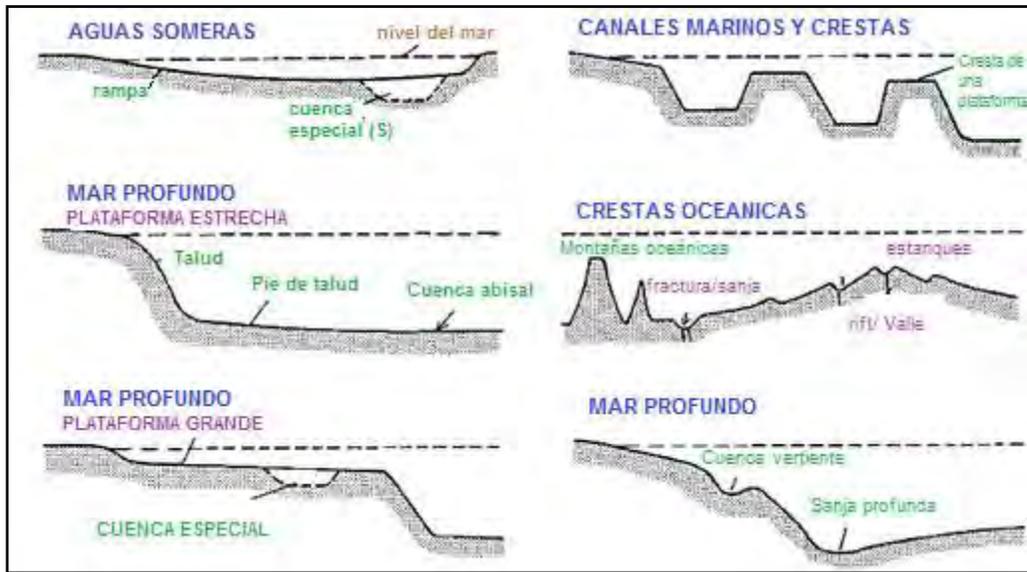


Figura 2.49_Diagrama idealizado de las diferentes cuencas marinas (Tomado de Einsele; 1992).

La mayoría de los sedimentos depositados en la cuenca se debe a los movimientos de masa por gravedad o sedimentos provenientes de cañones submarinos los cuales transportan arena y lodo del continente y de la plataforma interna (Gorsline y Douglas 1987, Teng y Gorsline 1989).

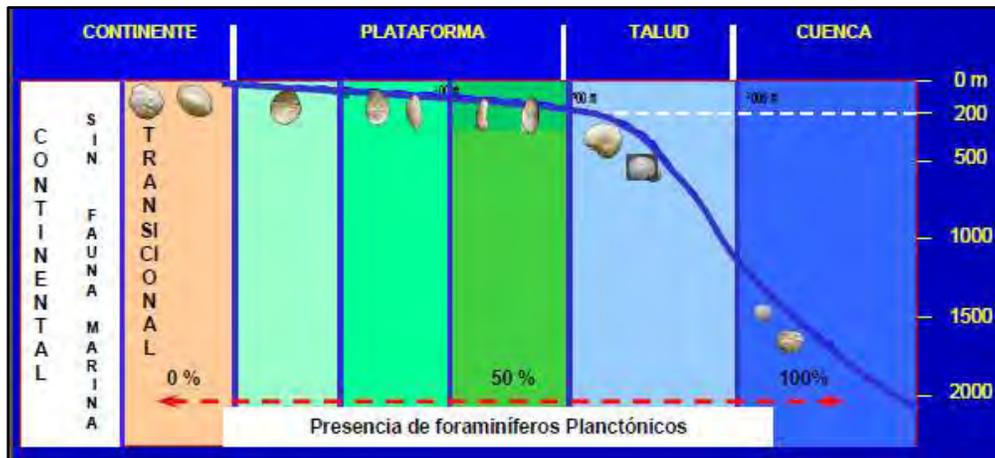


Figura 2.50_Ambientes sedimentarios asociados a cada batimetría. (Tomado de <http://geologiadeexplotacion.files.wordpress.com>, 2012).

En las partes más profundas de la cuenca, donde no hay suministro de material detrítico, se depositan materiales muy finos que se hallan en suspensión en las aguas oceánicas.; como consecuencia, la velocidad de sedimentación es de baja a moderada (de 5 a 10 cm / ka).

En las cuencas oceánicas del mediterráneo, caribe, atlántico noroccidental y pacífico indican que en estos ambientes sedimentarios se depositan principalmente depósitos turbidíticos, de flujo de talud, hemipelágicos y pelágicos.

2.8.2.2 Procesos sedimentarios formadores de calizas de cuenca

En aguas profundas se consideran tres grandes de procesos que son capaces de erosionar, transportar y depositar los materiales terrígenos, biogénicos, volcánigenicos y otras partículas; estos procesos son la sedimentación pelágica, corrientes semi-permanentes del fondo oceánico y procesos de resedimentación. Además, algunos depósitos de aguas profundas se forman por procesos autigénicos in-situ.

2.8.2.2.1 Sedimentación pelágica

Este proceso consiste de una precipitación lenta y constante del material biogénico como lo es el sedimento pelágico que está compuesto principalmente de restos esqueléticos de organismos planctónicos que están formados por oozes pelágicos (lodo calcáreo formado por globigerinas o pterópodos, cocolitos, foraminíferos), silíceo (formado por radiolarios (zooplacton)) y diatomeas (fitoplacton); cuyo material biogénico se genera en su mayoría en la parte superior de la columna de agua (Department of Earth Sciences, University of Oxford; 1996).

Pero no solo el material biogénico está presente en este proceso, también puede ser complementado en algunas zonas por un porcentaje de sedimentos siliciclásticos principalmente de arcilla, ceniza volcánica; que se distribuyen ampliamente en aguas profundas, incluyendo las grandes áreas del fondo del océano, montañas submarinas, dorsales oceánicas y las plataformas continentales exteriores (E. Tucker y colaboradores, 1996).

Todas estas partículas están en suspensión en aguas oceánicas que se transportaron por corrientes cercanas a la superficie, pero cuando llegan a aguas más tranquilas y profundas, caen gradualmente para depositarse o asentarse en el fondo del mar. Las partes duras de los organismos son los principales contribuyentes de depósitos de grano fino que forman lodo calcáreo en el fondo marino (E. Tucker y colaboradores, 1996).

Recientemente compañías petroleras han identificado seis principales clases de sedimentos de aguas profundas (Tabla 2.8); éstos incluyen dos grupos de sedimentos calcáreos, sedimentos pelágicos biogénicos calcáreos con 65% -100% CaCO_3 , y sedimentos biogénico calcáreos de transición con el 35%-65% CaCO_3 (Austin et al, 1986.).

Los sedimentos carbonatados pelágicos varían en su grado de endurecimiento, por lo que tres clases de firmeza se reconocen, el primero se denomina sin-litificar y son sedimentos de grano fino de lodo calcáreo, el segundo es semi-litificada o firme y son sedimentos de grano más fino que corresponde a la creta o caliza, y por ultimo litificada (duro y cementada) que correspondiente a la roca caliza. En el registro geológico, las calizas pelágicas o de aguas profundas están bien representadas en el Mesozoico y Cenozoico, pero en el Paleozoico son menos comunes (Gary Nichols, 1999).

Sediment type	Components				
	Terrigenous and volcanic detritus	Calcareous skeletons	Silt and clay	Siliceous skeletons	Authigen componen
Pelagic clay	—	—	—	<30	>12
Pelagic biogenic siliceous	—	<30	<30	>30	—
Transitional biogenic siliceous	—	<30	>30	10–70	—
Pelagic biogenic calcareous	—	>30	<30	<30	—
Transitional biogenic calcareous	—	>30	>30	<30	—
Terrigenous sediments	>30	<30	—	<10	<10

Tabla 2.8 _Clasificación de sedimentos de grano fino de aguas profundas (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990).

La sedimentación pelágica Implica que haya poca influencia de sedimentos terrígenos y el depósito del material producido bioquímicamente en aguas más someras es lenta. Los oozes calcáreos se acumulan a un ritmo diez veces mayor que la de las arcillas pelágicas, (Einsele, 2000). Este sedimento se consolida para formar rocas calizas de grano fino, que según la clasificación de Dunham es una caliza tipo mudstone aunque estos depósitos son a menudo llamados calizas pelágicas; este tipo de calizas contienen foraminíferos y cocolitos.

2.8.2.2.1.1 Factores que controlan la distribución de sedimentos pelágicos

Se distinguen tres factores principales que controlan la distribución y determinan la naturaleza de los sedimentos pelágicos en aguas profundas, estos factores son la disolución, productividad biogénica y enmascaramiento (Department of Earth Sciences, University of Oxford, 1996).

Disolución

La disolución de los carbonatos es el resultado de la disminución de la temperatura, aumento de la presión y el aumento de contenido de CO₂ en aguas más profundas. Aunque el agua del océano está sobresaturada de CaCO₃; la falta de disolución en los niveles superiores o someros es más probablemente debido a la presencia de recubrimientos orgánicos delgados que impiden la disolución; debido a que la tasa de sedimentación de partículas finas se incrementa, estas partículas son de tipo fecal (Department of Earth Sciences, University of Oxford, 1996).

Se diferencian dos niveles o profundidades de disolución de carbonatos una conocida como lisoclina que es el nivel más somero a partir del cual se disuelven una gran parte de los carbonatos permaneciendo sin disolver los foraminíferos calcáreos más resistentes y el nivel de compensación de la calcita (CCD) que se podría considerar como uno de los principales controles de la sedimentación de carbonato de pelágicos es la profundidad de compensación de la calcita (CCD); que es la profundidad en la cual no se acumula CaCO₃ ya que la tasa del suministro de calcita es equilibrada por la tasa de la disolución de calcita (Figura 2.50) (E. Tucker y colaboradores, 1990).

El nivel denominado lisoclina es menos profundo que el CCD, en este nivel existe un incremento en la tasa de disolución de calcita; ya que en este nivel la tasa de suministro de carbonatos pelágicos se equilibra con su velocidad de disolución. La lisoclina, es la profundidad a la cual la tasa de disolución de los carbonatos apenas excede la tasa combinada de precipitación y depositación. En las aguas oceánicas también se encuentran subsaturadas de sílice biogénico. Sin embargo, los recubrimientos orgánicos junto con las bajas tasas de disolución permiten la acumulación en las partes más profundas de las cuencas oceánicas de lodos silíceos por debajo del CCD (Figura 2.51).

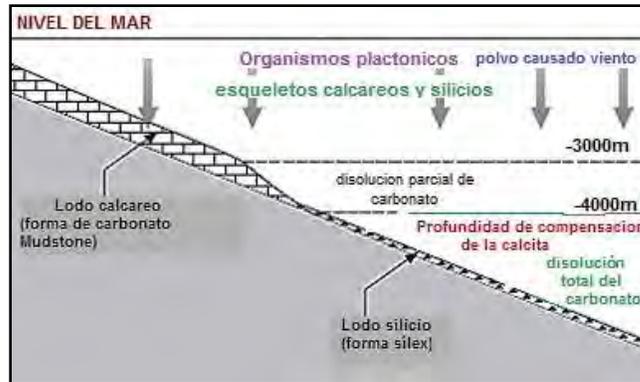


Figura 2.51_Distribución de los sedimentos pelágicos en los océanos que están fuertemente influenciados por los efectos de la presión relacionada con la profundidad y de la solubilidad de los carbonatos. Por debajo de la profundidad de compensación las partículas de calcita se disuelven y solo prevalecen concentraciones de sílice y de arcilla (Modificado de Gary Nichols, 1999).

El nivel lisoclina se define por el máximo cambio en la composición de los foraminíferos y del lodo debido a la disolución diferencial (Berger y Winterer, 1974), aunque no es un nivel fácil de localizar en el fondo marino como lo es el CCD. La profundidad de compensación para la aragonita (ARD) puede ser reconocido por la desaparición de los oozes o lodo calcáreo, a una profundidad mucho menor que la de CCD (Figura 2.52). La aragonita esquelética es un material relativamente más soluble que la calcita de manera que la profundidad de compensación de la aragonita (ARD) se lleva a cabo a un 1 km aproximadamente por encima de la CCD (Figura 2.52).

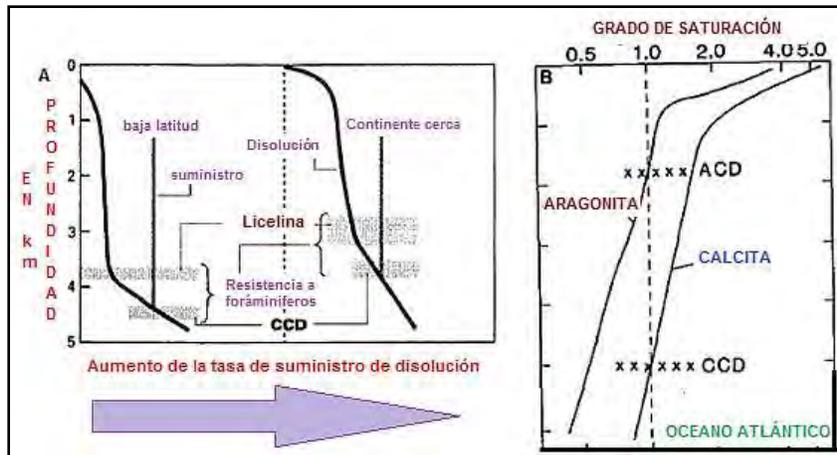


Figura 2.52_ A: Modelo que muestra la relación entre el suministro de pelágica de carbonato esquelético y disolución en el Pacífico sureste (de Jenkins, 1986); B: Se muestra el nivel de compensación de la aragonita comparada con el CCD en el océano atlántico (Modificado de Department of Earth Sciences, University of Oxford, 1996; E. Tucker y colaboradores, 1990).

La profundidad de compensación de la calcita es más profunda en regiones de alta producción y aporte de carbonato (p. ej., pacífico ecuatorial). El aporte constante de materia orgánica y su descomposición generan más CO_2 y se producen aguas más corrosivas a la calcita y este contante aporte de material orgánico hace que el nivel de compensación de la calcita sea ligeramente más somera hacia los márgenes continentales.

Las profundidades que alcanzan el nivel lisoclina y el CCD se encuentran dentro de un rango 3.000 m a más de 5.000 m. A continuación se muestran profundidades aproximadas de CCD en el Atlántico norte que es de 5.5 km, Atlántico sur 4.5 Km, Indico 4.5 Km, en el Pacífico sur va de 4 a 4.5 Km y finalmente en Pacífico norte va de 3 a 4 km; véase la figura 2.53.

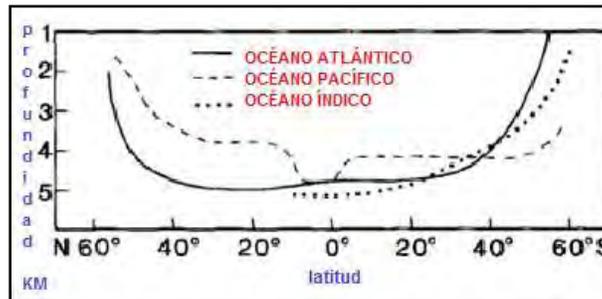


Figura 2.53_ Posición del CCD en los principales océanos del Plioceno-Cuaternario por Ramsay (1977) y Leggett (1985) (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990).

Productividad

En condiciones de mar abierto normales, la mayor parte materia orgánica planctónica se destruye durante su tránsito a través de la columna de agua debido a oxidación bacteriana; esto sucede generalmente a profundidades de entre 300 y 1.500 m, que es donde este proceso es dominante, en la cual se desarrolla una capa mínima de oxígeno. Esta capa también se caracteriza por un máximo en dióxido de carbono y nutrientes (fosfatos y nitratos) (Department of Earth Sciences, University of Oxford, 1996).

Debido a las condiciones que se pueden presentar en el océano, nos puede conducir a una alta productividad primaria en aguas superficiales, con un porcentaje mínimo de oxígeno y un suministro abundante de materia biogénica al fondo del mar. Si los niveles de oxígeno son suficientemente bajos y las tasas de suministro especialmente alto, entonces la materia orgánica pueden ser conservadas en los sedimentos (Department of Earth Sciences, University of Oxford, 1996).

Las altas tasas de producción de plancton calcáreo en la actualidad se producen en las aguas superficiales cálidas de bajas latitudes, sobre todo en el cinturón peri-ecuatorial entre las latitudes de 50° y 60°. El plancton silíceo es más común en las aguas superficiales más frías, sobre todo cuando hay un suministro abundante de nutrientes, como en áreas de afloramiento. Estos últimos están presentes en márgenes continentales y a lo largo de las divergencias oceánicas (E. Tucker y colaboradores, 1990).

Los esqueletos planctónicos silíceos, están compuestos de sílice opalina, también están sujetas a disolución en el fondo marino durante la sedimentación, pero la profundidad de compensación opalina es mucho más profunda que el CCD. Las diatomeas son menos resistentes que radiolarios y espículas de esponja (E. Tucker y colaboradores, 1990).

La amplia distribución en los océanos de los sedimentos pelágicos modernos, está determinada por estos controles de interacción así como su tasa global de acumulación (Figura 2.54).

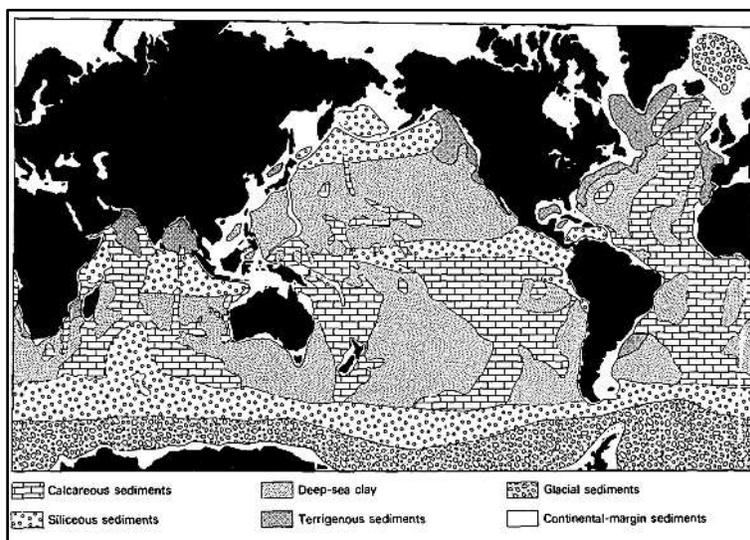


Figura 2.54_Distribución global de los principales sedimentos pelágicos y de otro sedimentos en el piso oceánico (Jenkyns, 1986) (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990).

Enmascaramiento

Este factor se debe a que cualquiera de los diversos componentes que producen sedimentos pelágicos y en particular, los de mayor abundancia, puede ocultar o enmascarar la presencia de los otros componentes. Por ejemplo, el material silíceo domina la alta productividad, mientras que los lodos calcáreos dominan en las regiones elevadas de las dorsales oceánicas y de las mesetas por encima de la CCD. Otros posibles factores que controlan la distribución de sedimentos pelágicos es la modificación del sedimento por corrientes marinas, dilución de sedimento pelágico, cambios globales en clima, patrones de circulación oceánica y patrones de sedimentación pelágica.

2.8.2.2 Sedimentos hemipelágico

Los sedimentos hemipelágico corresponden a sedimentos de grano fino que tienen una influencia de material terrígeno (más del 25 %), y se caracterizan por redepositación de material (corrientes de turbiditas y asentamiento de corrientes submarinas). Hasta un 75% de los sedimentos hemipelágicos se derivan de material biogénico, los cuales se asienta verticalmente a través de la columna de agua. Su formación y ocurrencia se rigen por los mismos controles de distribución que presenta la sedimentación pelágica.

Los depósitos hemipelágico se clasifican como calcáreos si más del 30% del material es carbonato, y terrígeno si más de la mitad es detríticos degradados a partir del continente con menos de 30% de carbonato, y volcanigeneticos si más de la mitad es de origen volcánico, con menos de 30% de carbonatos. La mayoría del material hemipelágico se deposita en los océanos por corrientes de turbidez y se depositan a tasas mucho más altas que los depósitos pelágicos (Einsele, 2000).

Como ya se mencionó una gran cantidad de material hemipelágico está asociado a corrientes de turbidez, que son resultado de la mezcla de corrientes de agua oceánica donde un denso material fino de sedimentos se encuentra en suspensión temporal durante mucho tiempo y este fluye a través del talud continental y la llanura abisal, después de que la turbidita se ha depositado. La procedencia y composición general de los depósitos hemipelágicos será el mismo que el de la turbiditas (Gary Nichols, 1999).

Los sedimentos hemipelágicos consolidados son rocas de lodo que pueden ser arcillosas y pueden tener proporciones variables de limo fino pero siendo predominantemente arcilla. La procedencia del material forma la base para distinguir los depósitos hemipelágicos de los pelágicos. Los depósitos hemipelágicos serán de composición similar a otros materiales procedentes del continente, mientras que los sedimentos pelágicos tendrán una composición diferente.

Los minerales arcillosos y los análisis geoquímicos pueden ser utilizados para establecer la composición en estos casos. Las rocas de lodo intercaladas con turbiditas son comúnmente de origen hemipelágico, que representa un largo período de sedimentación a partir de su suspensión y la depositación debido a la corriente de turbidez (Gary Nichols, 1999).

2.8.2.2.3 Corrientes de contorno del fondo oceánico

Los sedimentos de granos finos depositados y distribuidos en fondo del océano pueden ser sometidos a erosión y transportación debida a las corrientes semi-permanentes del fondo oceánico, que es la expresión usada para la circulación termohalina en aguas oceánicas profundas.

Las corrientes profundas de contorno se forman por las diferencias de densidad de las aguas, debido a los cambios de temperatura y salinidad, por lo que también se llaman corrientes termohalinas. El agua fría y densa de los mares polares desciende hacia las capas profundas del océano y se dirige hacia el ecuador, desplazando hacia la superficie las aguas más cálidas. En estas corrientes inciden la topografía del fondo oceánico (dorsales, talud) y el movimiento de rotación terrestre (Gill, 1973; Killworth, 1973).

2.8.2.2.4 Procesos de resedimentación

Estos son los principales procesos en los que los grandes volúmenes de sedimentos son transportados hacia agua profunda desde un ambiente marino menos profundo (Einsele, 2000).

Estos procesos o mecanismos se componen de flujo de masa, derrumbes y desplazamientos; todo proceso de resedimentación dependerá de la gravedad ya que mucho de estos sedimentos se encuentra en el talud; los flujos de sedimentos movidos pendiente abajo por efecto de la gravedad, han sido llamados flujos gravitacionales de sedimento; el cual se distingue por corrientes de turbidez (Middleton y Hampton; 1976).

Los flujos de sedimentos por gravedad pueden subdividirse ya sea en su comportamiento reológico o por el tipo mecanismo de soporte de grano (Middleton y Hampton, 1976). Es posible que existan transiciones entre los diferentes tipos de flujo de sedimentos por gravedad altamente concentrados, en parte por la probabilidad de que dos o más mecanismos de soporte actúen simultáneamente; en la figura 2.55 se muestra de manera resumida como se puede subdividir a los flujos de sedimentos por gravedad.

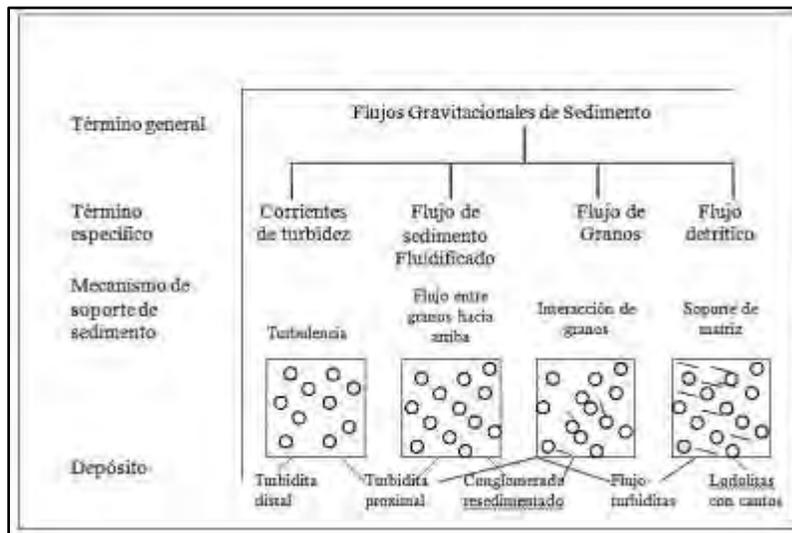


Figura 2.55 Clasificación de flujos de sedimentos por gravedad por Middleton y Hampton, 1976 (Tomado de <http://eprints.ucm.es>, 2010).

Los deslizamientos implican grandes bloques de sedimentos litificados o parcialmente litificado que se mueven en forma aislada; frecuentemente estos grandes bloques son rocas calizas. Los bloques se mueven sin deformación interna ya que todo el esfuerzo cortante se concentra en las superficies de deslizamiento basal. Los deslizamientos se producen en una amplia gama de escalas; ya que se puede dar en decenas de kilómetros a lo largo de la pendiente (Schlager, 2005).

Los derrumbes pueden ocurrir en laderas con muy poca pendiente, sobre todo cuando las tasas de sedimentación de partículas de grano fino son altas. Al igual que con los deslizamientos, la mayor parte del desplazamiento se concentra en una superficie de deslizamiento basal, que puede ser lítrica. Sin embargo, el material en movimiento es comúnmente no consolidado y se somete a deformación interna que se mueve pendiente abajo. Los depósitos Slump varían en grosor de más de 100 metros a unos pocos centímetros (Schlager, 2005).

En la figura 2.56 se muestra cada uno de los procesos y depósitos en el ambiente sedimentario marino profundo de cuenca que ocurre a profundidades mayores de 200 m (650 pies). Los derrumbes, deslizamientos, flujos de escombros, las corrientes de turbidez, y varias corrientes de fondo son procesos importantes en el transporte y depósito de sedimentos en el fondo del mar; se debe tener en cuenta la compleja distribución de los depósitos marinos profundos.

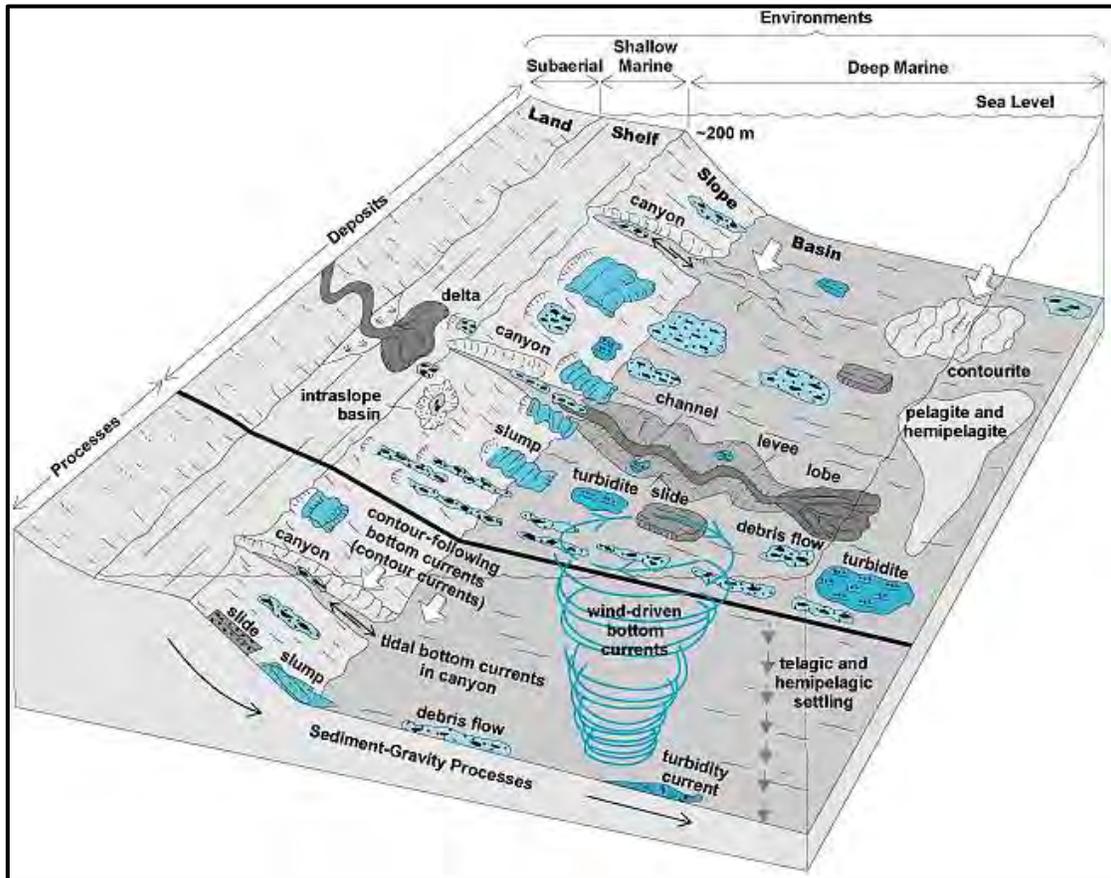


Figura 2.56_Procesos y depósitos presentes el ambiente sedimentario profundo de cuenca. (Tomado de <http://www.accessscience.com>; 2012).

2.8.2.3 factores que controlan el depósito en el ambiente marino de cuenca

En la literatura se han encontrado diferentes de factores que controlan el depósito en los ambientes marino de cuenca, los cuales se describen brevemente.

Parámetros físicos

Este parámetro influye dentro del proceso de transporte, el cual controla el modo de disipación de la energía del oleaje sobre el fondo marino y la existencia de áreas de disipación de las corrientes. La latitud y el clima están en íntima relación y de ellos dependen la erosión, la naturaleza del aporte sedimentario y el oleaje. Otros factores físicos son la temperatura y la profundidad a la que se depositan los sedimentos (E. Tucker y colaboradores, 1990).

Aporte sedimentario

La influencia de sedimentos terrígenos para el relleno de una cuenca sedimentaria disminuye en ambientes marinos profundos. La velocidad de sedimentación tiende a disminuir hacia la parte central de la cuenca oceánica y los sedimentos químicos se forman comúnmente en la parte somera de la cuenca (E. Tucker y colaboradores, 1990).

Las cuencas sedimentarias con bajas tasas de sedimentación tienden a acumularse sedimentos ricos en componentes biogénico. Estas cuencas pueden persistir por largos períodos de tiempo y por lo tanto a menudo son afectadas por los movimientos tectónicos. Para que los sedimentos de carbonato puedan acumularse en el ambiente de cuenca, la profundidad del agua debe ser inferior a la profundidad de compensación del carbonato (CCD), ya que por debajo de la CCD, las partículas de carbonato se disuelven (Schlager, 2005).

Procesos de transporte

La circulación en los océanos se debe esencialmente a dos mecanismos, variaciones en la densidad del agua y de los vientos. Dado que la densidad se controla por la temperatura y salinidad del agua, el primer mecanismo se denomina circulación termohalina (es controlada esencialmente por el gradiente de temperatura entre los polos y el ecuador), el cual permite la circulación de aguas profundas y por ende el transporte de sedimentos, si es que lo hay. El segundo mecanismo es la circulación de agua de mar cerca de la superficie impulsada por el viento (Schlager, 2005).

Las corrientes oceánicas son el resultado de los efectos combinados de ambos mecanismos. El viento causa principalmente el movimiento horizontal, mientras que los efectos de la circulación termohalina generan principalmente el movimiento vertical.

Cambios eustáticos

Corresponden a cambios del nivel del mar, los cuales producen variaciones de profundidad, es decir, del espesor de la capa de agua que hay sobre cualquier punto en el fondo lo cual modifica la capacidad de actuar del oleaje y de las corrientes, lo cual puede resultar en cambios litológicos. Además controlan la emersión o el hundimiento de determinadas partes de la plataforma, exponiéndolas o protegiéndolas de la erosión y haciendo cambiar la distribución y la extensión de los ambientes sedimentarios (Schlager, 2005).

Acción de los organismos

La acción de los organismos modifican sustancialmente las características del sedimento, la actividad orgánica se lleva a cabo en varios niveles y corre a cargo de diversos tipos de organismos que, como resultado indirecto, bioturban el sedimento, llegando incluso a destruir la estructura original (Schlager, 2005).

A su vez, el tipo de sustrato y las condiciones hidrodinámicas en el fondo ejercen un fuerte control sobre la biota de tal manera que en sustratos arenosos con activo transporte de carga de fondo la biota es pobre y no suele haber epifauna bentónica, mientras que en sustratos de grano fino y de aguas más tranquilas hay mayor densidad de población bentónica. Por ejemplo en la arcilla o limo, que son partículas muy finas, estas se unen entre sí debido a las fuerzas de van der Waals o atracciones electrostáticas y además, pueden estar unidos por las secreciones orgánicas de bacterias, algas, diatomeas, y otros microorganismos que viven en la parte exterior o dentro del sedimento (Mc Cave, 1984).

Procesos químicos

En cuencas de aguas profundas es escasa la sedimentación terrígena, por lo que el ascenso de corrientes profundas cuyas aguas están cargadas de nutrientes favorece a la formación del fitoplancton. Otros procesos químicos que se presenta en este tipo de ambiente son la precipitación y la disolución de los carbonatos (Schlager, 2005).

2.8.2.4 Facies formadas en ambiente de cuenca

Las facies es un cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de litología y geometría, estructura sedimentaria, distribución de paleocorrientes y fósiles que confieren un aspecto diferente de los cuerpos de roca arriba, abajo y lateralmente adyacentes (Greesly, Walker y James; 1992).

El modelo de facies estándar de Wilson (1970, 1974), define 9 facies idealizadas principalmente de un ambiente marino (sin contar el continente). Resulta de una combinación de efectos de la pendiente, edad, energía del agua y clima, en donde las características del depósito también son afectadas por el aporte de clásticos.

Wilson presentó en 1975 un modelo de facies para las cuencas carbonatadas que es tomado como referencia en cualquier estudio estratigráfico-sedimentológico de calizas; este autor diferencia las siguientes zonas (Figura 2.57).

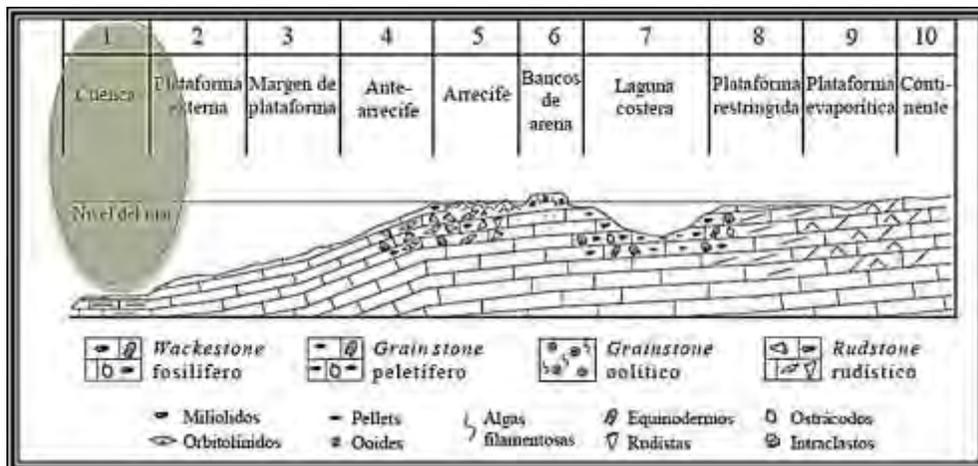


Figura 2.57_Modelo estándar de facies de Wilson (1975) (Tomado de Schlager, 2005).

Los depósitos en la cuenca debido a este tipo de ambiente marino, son comúnmente carbonatos de grano fino, lodo calcáreo, arena, partículas de materia orgánica, y microfósiles pelágicos. Si la fuente del sedimento fino es relativamente constante y la cuenca no recibe sedimentos del talud, las facies típicas serán, capas delgadas de color oscuro de grano fino, escasamente fosilífero con depósitos ricos en materia orgánica llamados laminites.

En comparación con algunas otras facies, la sedimentación de carbonatos pelágicos es relativamente simple, ya que implica solamente el depósito por suspensión y agradación vertical. En general la formación de la facies de cuenca, existe poco movimiento lateral de los sedimentos a menos que haya fuertes corrientes en el fondo marino o que el depósito se ha llevado a cabo sobre el talud, el cual presenta resedimentación por corrientes de turbidez y flujos de escombros (E. Tucker y colaboradores, 1990).

Las facies de sedimentos pelágicos pueden ser discutidas en dos niveles; en términos del desarrollo de las litofacies de las calizas pelágicas, y en términos de las secuencias estratigráficas en las que se producen las litofacies calizas pelágicas (E. Tucker y colaboradores, 1990).

En zonas de la cuenca donde no llega el material detrítico, se depositan materiales muy finos que se hallan en suspensión en las aguas y conchas de foraminíferos pelágicos, o bien, a la acumulación de conchas de radiolarios, originándose, en este caso, se forma una roca silícea (radiolarita) (Walker y James 1992). Los carbonatos pelágicos generalmente forman una serie continua de litofacies como se puede observar en la figura 2.58.

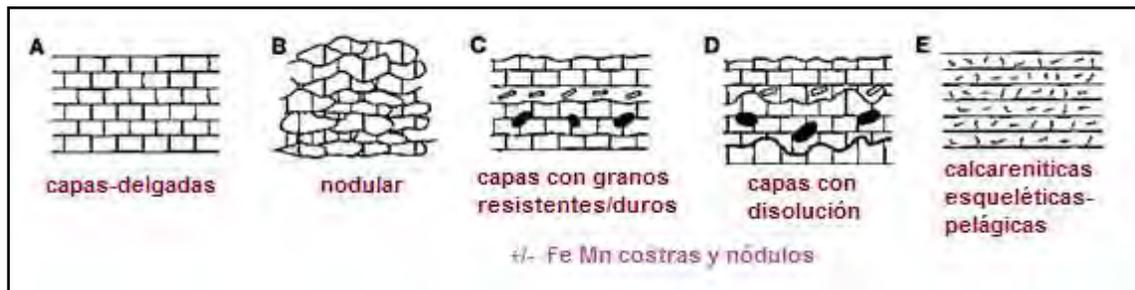


Figura 2.58_Serie de litofacies pelágicas, que son resultado de las variaciones de la profundidad, actividad orgánica y por el contenido de arcilla (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990)

Dentro del espectro de litofacies encontramos que para el modelo (A) se presentan secuencias gruesas y paralelas de calizas, de capas delgadas, tal vez con un poco de laminación y bioturbación, donde el depósito fuera por suspensión casi continua (E. Tucker y colaboradores, 1990).

En (B) se representa calizas bioturbadas y nodulares, donde una tasa de sedimentación más lenta permitiera que los animales agitaran los sedimentos y destruyeran cualquier laminación; en (C) se observa que las calizas muestran evidencia de cementación compacta con incrustaciones de intraclastos en los bordes (E. Tucker y colaboradores, 1990).

En (D) el esquema muestra que las calizas del fondo marino presentan evidencia de disolución, corrosión y bioclastos aragoníticos, y en (E) se presentan calcarenitas pelágicas esqueletales debido a que por las corrientes hubo una reducción del lodo de calizas dejando grandes bioclastos pelágicos (foraminíferos, estilolitas, bivalvos de concha fina) lo cuales componen el sedimento (E. Tucker y colaboradores, 1990).

En las categorías C Y D es común que presenten incrustaciones de Fe-Mn y nódulos; también puede haber importantes saltos estratigráficos o hiatos. Esta serie de litofacies pueden reflejar la disminución en la velocidad de sedimentación, que se presenta con el aumento en la profundidad y a medida que se aproxima a CCD; también reflejan las variaciones en la circulación de agua en el fondo marino. Generalmente las diversas litofacies se desarrollan en diferentes condiciones paleotopográficas; por ejemplo (C), (D) y (E) en altos topográficos, (A) y (B) en las pendientes de aguas profundas y en plataformas con subsidencia (E. Tucker y colaboradores, 1990) (Figura 2.59).

Las litofacies pelágicas también se pueden dividir por el color que presentan rojo, marrón, gris, verde, blanco, etc., lo que refleja el contenido de hierro (puede indicar la proximidad al continente) y el grado de oxigenación en el fondo marino, determinado por la circulación oceánica y el suministro de la materia orgánica. En otros casos la mala circulación y la anoxia en el fondo marino llegan acumular calizas ricas en materia orgánica y lutitas negras (E. Tucker y colaboradores, 1990).

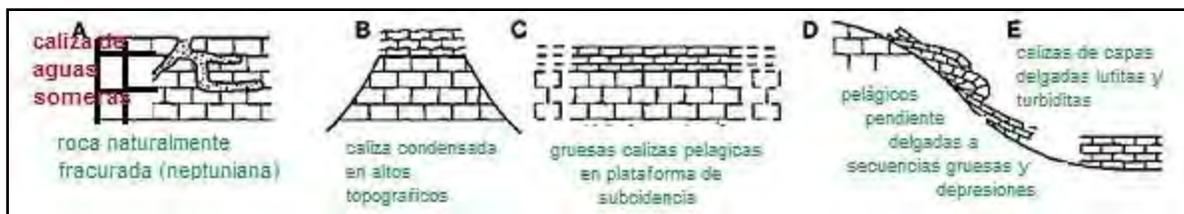


Figura 2.59_ Condiciones paleotopográficas para el desarrollo de las litofacies pelágicas. (Tomado de E. Tucker y colaboradores, 1990).

También existe un espectro de litofacies pelágicas que se caracteriza por el aumento en el contenido de arcilla, dentro de estas serie se tienen calizas puras, calizas con intercalaciones de lutitas y calizas nodulares con lutitas y nódulos calcáreos originados por diagénesis temprana (E. Tucker y colaboradores, 1990).

Esta facies de calizas con lutitas puede ser consecuencia de la topografía. Las calizas pelágicas son preferentemente depositadas en máximos topográficos y las lutitas con nódulos son depositadas en mínimos topográficos. También pueden ser consecuencia por el aumento en la aportación clástica, lo que implica la disminución en la productividad de carbonato, y por último el aumento de la profundidad lo que implica pérdida de CaCO_3 mientras se acerca a la zona CCD (E. Tucker y colaboradores, 1990).

El desarrollo de las secuencias de facies pelágicas depende de factores como la velocidad en la subsidencia, velocidad en la tasa de sedimentación pelágica que depende de la producción orgánica, la profundidad (por una parte en

relación a la zona fótica y por otro lado CCD), la topografía del fondo marino, la circulación del agua del fondo y el grado de anoxia; estos diversos parámetros también controlan la cantidad de cementación y de la disolución en el fondo marino (E. Tucker y colaboradores, 1990).

A continuación se describen las principales características de los carbonatos en aguas profundas formadores de calizas de cuenca.

El depósito se da en lugares de aguas profundas o en aguas epicontinentales, desde la parte externa del continente hacia la plataforma cubriendo la zona del talud y cuenca; el depósito se da a partir de suspensión o por procesos de resedimentación.

La litología que se presenta en este ambiente consiste de calizas pelágicas de grano fino, turbiditas calcáreas de grano grueso y se componen en gran parte de los fósiles de aguas poco profundas u ooides; pedernal, fosforitas, nódulos de hierro-manganeso, mudrocks hemipelágicos asociados (E. Tucker, 2003).

Las estructuras que presentan las calizas pelágicas son comúnmente nodular, tabular con grietas, diques de areniscas y estilolitas; la estructura de las turbiditas calcáreas se presentan en capas graduadas, aunque por lo general menos desarrollados; las capas de pedernal se presentan en láminas (E. Tucker, 2003).

Las calizas y las cretas pueden llegar a ser depositados en cuenca profunda o somera o en ambientes submareales somera, dependiendo de la fisiografía de la cuenca. Las calizas se componen principalmente de microfósiles calcíticos llama coccolitos y discoasters (nanofósiles calcita en forma de estrella) junto con varios foraminíferos. Las cretas de aguas someras también contienen organismos bentónicos, como los moluscos y equinodermos que añaden granos gruesos a la textura de la creta y aragonita a su composición mineralógica.

En este ambiente dominan fósiles pelágicos derivados de aguas poco profundas presentes en calizas y turbiditas. Las sucesiones y ciclos que presentan las facies pelágicas pueden superponerse o ser la base en sucesiones de turbiditas. Las facies pelágicas pueden estar asociadas con los sedimentos volcanoclásticos (E. Tucker, 2003).

Existen algunos criterios para el reconocimiento de las facies de cuenca carbonatada, incluyen los siguientes aspectos.

- a) Secciones condensadas, depositadas con lentitud o están dispuestas entre hiatos.
- b) Presencia de horizontes duros, por litificación asociada a los hiatos.
- c) Capas bien depositadas de sedimentos de granulometría fina, extensas, y con cambios graduales entre facies laterales.

CAPÍTULO II. SECUENCIAS DE CALIZAS DE CUENCA

- d) Sedimentos que presentan: pellets fecales, laminación a pequeña escala, o estratificación rítmica de entre centímetros a metros. Los Riples y otras marcas de sepultamiento se pueden presentar.
- e) Arreglo de bioturbaciones, formados por grupos de organismos como Helmintoide, Paleodicciones, Zooficos, "Skolitos", y condritas en aguas profundas y Talasinoides y condritas en aguas menos profundas.

Como ya se mencionó las facies de cuenca se desarrolla en las diferentes zonas que comprende el ambiente de cuenca, en la figura 2.60 se muestra el modelo propuesto por diversos autores donde se depositan los sedimentos pelágicos.

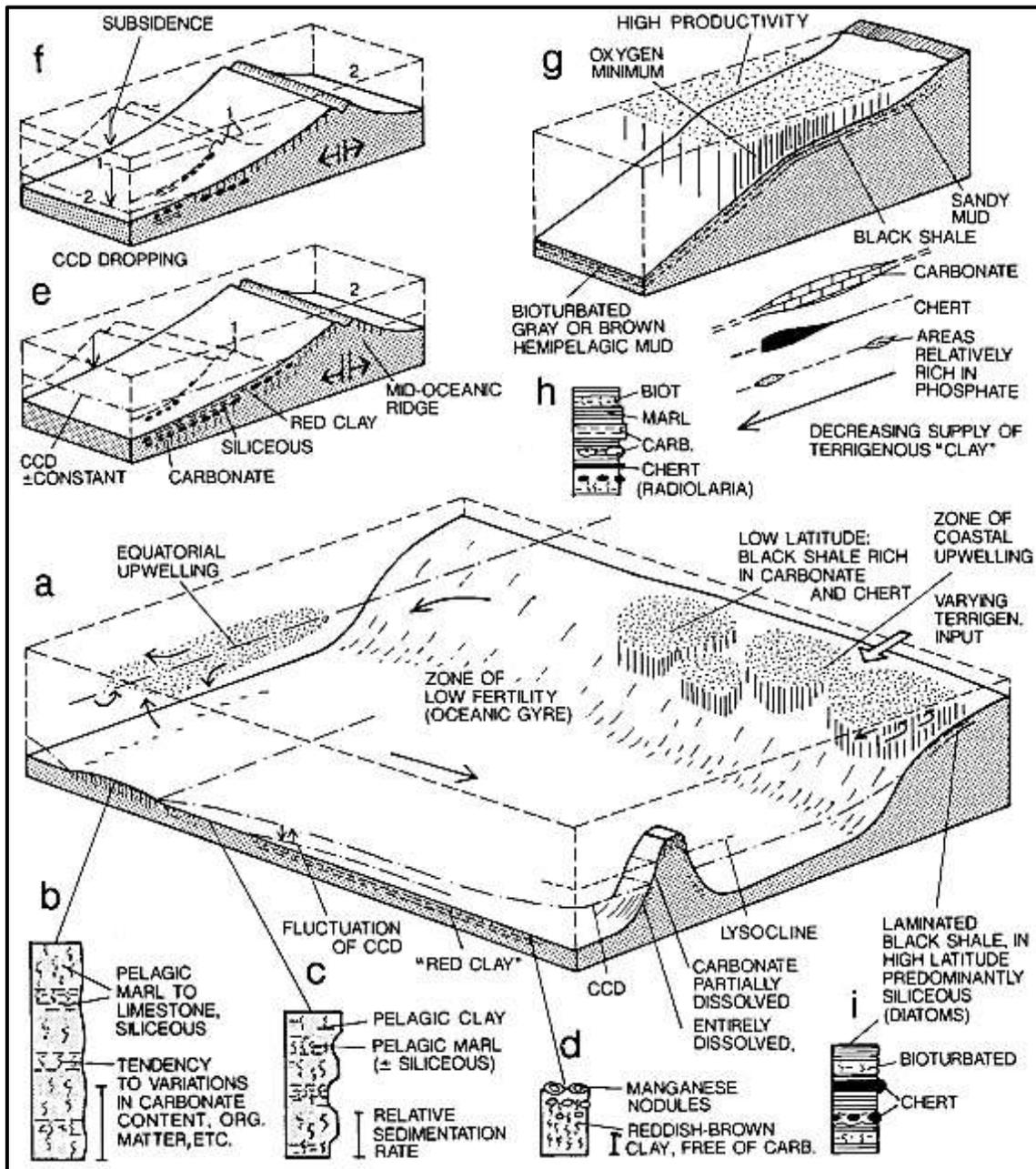


Figura 2.60_Zonas donde se desarrollan las facies pelágicas (Tomado de Einsele, 2000).

*CAPÍTULO III.
CASOS HISTÓRICOS*

2013

*CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS-
GEOFÍSICAS DE LOS YACIMIENTOS
PETROLEROS EN SECUENCIAS
CÁLCAREAS DE CUENCA*



CAPITULO III. CASOS HISTORICOS

Existen números campos en México, cuyas rocas almacenadoras son del Cretácico, la mayoría corresponden a depósitos del talud y cuenca, aunque existen algunos campos relacionados con ambientes de plataforma.

Las calizas de cuenca presentan microporosidad y los sistemas de fracturas conectan la porosidad, en calizas de talud y cuenca. En general para el Cretácico Superior la roca sello la constituyen lutitas y margas del paleoceno inferior, con un espesor que varía de 40 a más de 500 metros (PEMEX, 2010).

Para este capítulo se describirán cinco campos cuya producción se encuentra en rocas calizas de cuenca del Cretácico Superior e Inferior, como son el campo Sen, Pachira y Terra las cuales pertenecen al Activo Integral Samaria-Luna de la Región Sur, estos campos pertenecen a la provincia Chiapas-Tabasco-Comalcalco, dentro de las Cuencas Cenozoicas del Sureste. Por otro lado el campo Tajón también pertenece a las Cuencas del Sureste, solo con la diferencia que pertenece a la provincia de Litoral de Tabasco. Por último se describió al campo Tamaulipas-Constituciones la cual geológicamente se ubica en la provincia Tampico-Misantla el cual pertenece al activo Altamira de la Región Norte.

3.1 Campo Sen

Ubicación

El campo Sen se localiza en la Región Sur de México en el área de Mesozoica de Chiapas-Tabasco, dentro de las Cuencas Cenozoicas del Sureste, aproximadamente a 34 Km al noreste de Comalcalco y a 40 Km de la Ciudad de Villahermosa, Tabasco, cubriendo un área de 27 km².(Figura 3.1).



Figura 3.1_Ubicación del Campo Sen (Tomado AIPM, 2010).

CAPÍTULO III. CASOS HISTÓRICOS

El campo tiene un volumen original (N) de 547 mmb del cual el volumen de producción (Np) es de 189 mmb, el gas de producción equivale a 525 mmpc, y la del agua igual a 9.15, en la actualidad se tiene 30 pozos perforados los cuales 5 son productores de aceite, proporcionando un gasto de 1296 bpd así como el gasto de gas es de 4.4 mmpcd.

Estratigrafía

Los pozos del campo han intersectado una columna estratigráfica que alcanzó rocas del Jurásico Superior Kimmeridgiano, Jurásico Superior Tithoniano, Cretácico Superior e Inferior y el Terciario. En la figura 3.2 se muestra la columna geológica tipo del campo Sen.

El Cretácico inferior está constituido por mudstone que va a wackestone de color gris y café oscuro con presencia de fracturas, en ocasiones rellenas de calcita. El Cretácico Superior está constituido hacia la cima por Brechas calcáreas y mudstone de la formación Méndez. Hacia la parte media, la formación San Felipe se compone de mudstone que varía a wackestone de color verde claro (PEMEX, 2009).

La porción inferior corresponde a la formación Agua Nueva, que está constituida de mudstone que varía a wackestone gris oscuro a negro arcilloso, con nódulos de pedernal y materia orgánica (PEMEX, 2009).

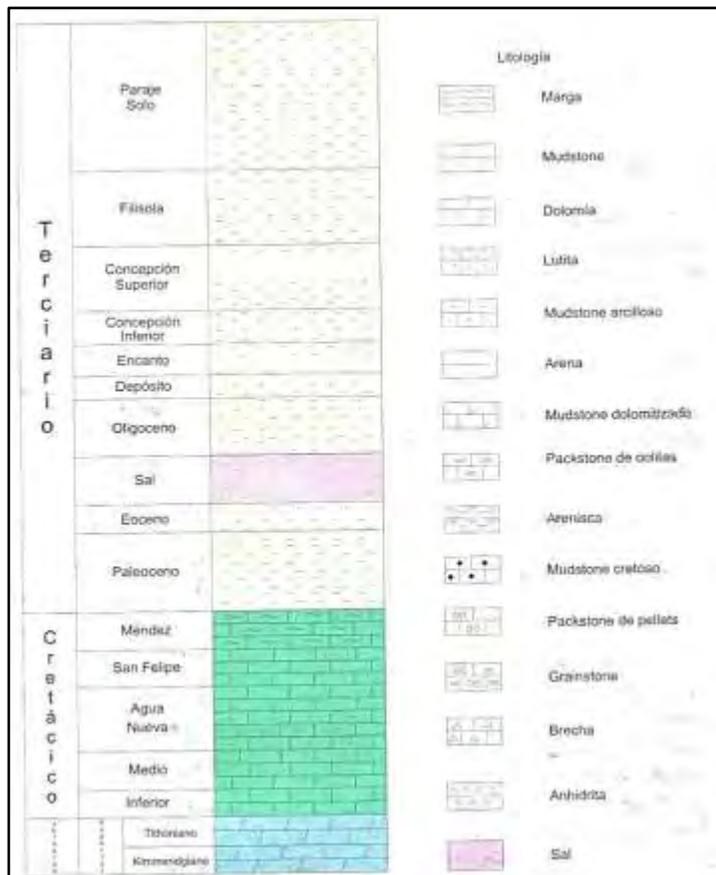


Figura 3.2_ Columna geológica tipo del campo Sen (Tomado de Pemex, 1999).

Geología estructural

Las estructuras que constituyen las trampas en el campo son variadas, ya que se trata de una estructura de tipo anticlinal, alargada, limitada por fallas de tipo inverso, intensamente fallada y con un sistema estructural muy complejo ocasionado por la tectónica compresiva ocurrida en el Cretácico Superior, la cual produjo pliegues y cabalgamientos con fuertes echados; adicionalmente la tectónica extensiva a nivel Cenozoico generó grandes fallas de crecimiento con depósitos irregulares de arcilla en la base; las grandes masas de sal de edad Jurásica intrusieron y evolucionaron a formas muy complejas fluyendo a través de los planos de falla hasta los sedimentos de edad Oligoceno, justo en la base de las fallas de crecimiento, ocasionando con esto el levantamiento de bloques de rocas mesozoicas a niveles superiores y el emplazamiento de una gran cantidad de mesas irregulares de sal en todo el campo a nivel de los yacimientos (AIPM, 2010); véase la figura 3.3.

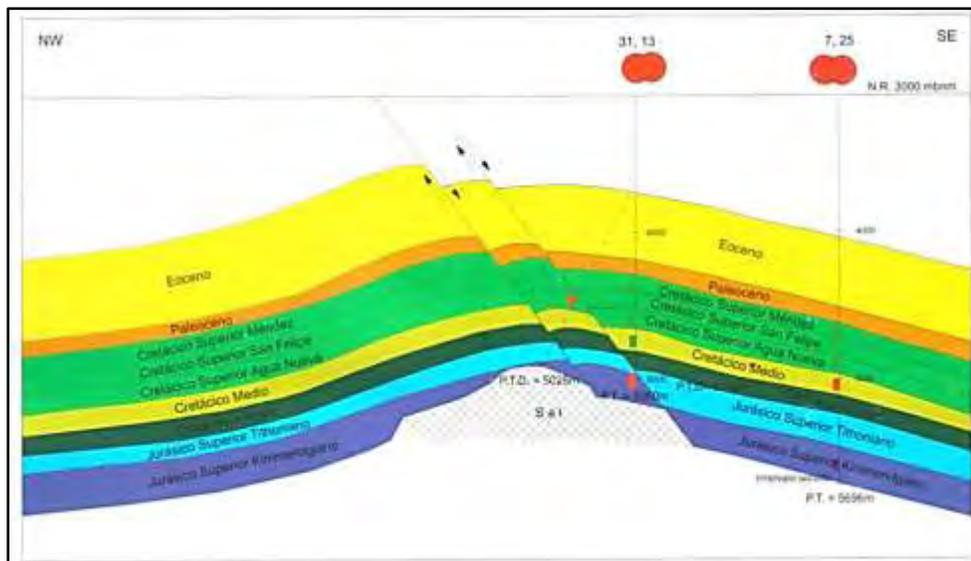


Figura 3.3_ Sección estructural tipo del campo Sen (Tomado de PEMEX, 1999)

Se ha comprobado con la perforación de pozos (Sen-78), la existencia de bloques aislados, estructuralmente más altos y con intrusiones de sal en el área (Figura 3.4).

Trampa

La trampa que presenta el yacimiento es de tipo estructural, con cierre estructural por la presencia de fallamiento inverso y normal, y hacia el sur, por contacto agua-aceite.

Roca generadora

La principal roca generadora de los hidrocarburos son las lutitas bituminosas y las calizas arcillosas con abundante materia orgánica del Jurásico Superior Tithoniano.

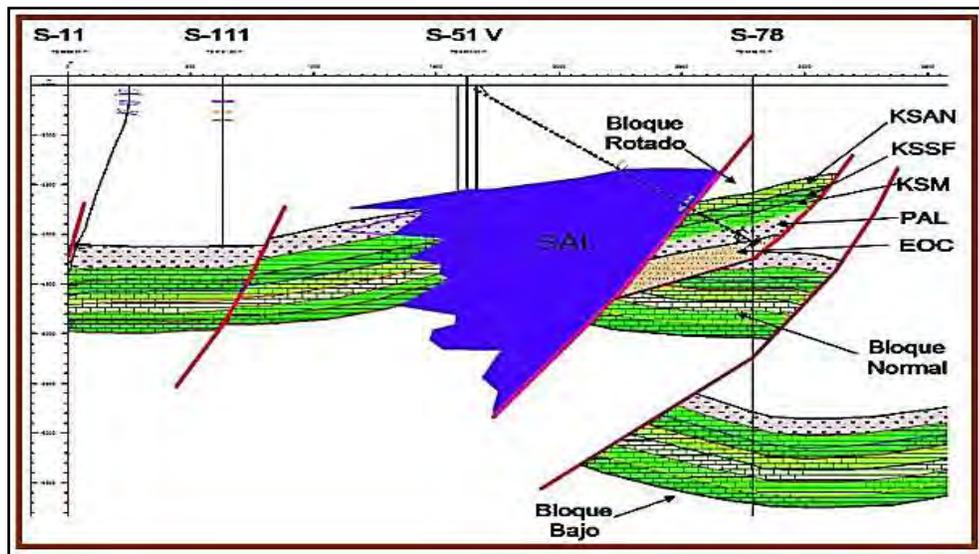


Figura 3.4 Sección sísmica que muestra la complejidad estructural y la presencia de sal en el área. (Tomado de AIPM, 2010).

Roca Sello

Las rocas que sirven de sello al yacimiento son los terrígenos finos del Terciario, los cuerpos de sal y los cierres por la presencia de fallas.

Yacimiento

En el campo se tienen definidos 5 bloques principales con producción de aceite volátil, todos ellos comunicados. Para el caso donde la producción se obtiene en calizas de cuenca, los yacimientos se encuentran alojados en rocas calizas compactas altamente fracturadas pertenecientes al Cretácico Superior e Inferior, constituidas por mudstone y wackstone.

El espesor promedio del yacimiento varía dependiendo del bloque en que se encuentre, un espesor promedio es de 250 metros pero hay bloques en donde llega a alcanzar a hasta los 600 metros.

La porosidad de la roca en la matriz es extremadamente baja (3-5% en promedio), por lo que la producción proviene de porosidad tipo secundaria con una porosidad total entre 4.5 % y 6.5 %. La saturación de agua en el yacimiento varía de 12 % a 20 %, y su permeabilidad promedio es de 80 mD.

El yacimiento cubre un área total de 50 km², se encuentra sometido al empuje de un acuífero activo; la temperatura del yacimiento es de 153° centígrados y una densidad del aceite producido de 41 grados API.

El contacto de agua-aceite actual, en la parte norte de la estructura, se encuentra alrededor de 5090 m verticales. La presión inicial del yacimiento fue de 804 kg/cm², actualmente la presión ha declinado a 430 kg/cm² como se muestra en la gráfica 3.1 (AIPM, 2010).



Grafica 3.1_Grafica que muestra el comportamiento histórico de la presión del Campo Sen. (Tomado de AIPM, 2012).

Reservas y Producción

Al inicio de la producción el campo Sen solo contaba con dos pozos Sen-1 y Sen 3, en la gráfica 3.1 y 3.2 se observa que a partir del 1998 existe una alta declinación en la producción (-30 Mbpd) por el efecto de invasión de agua, para el año 2004 se incorporó en el Bloque Norte el pozo Sen 1DL y 15 pozos más, en el año 2011 se puede observar por segunda vez la declinación del campo debido al avance del CAA, véase en la gráfica 3.2.



Grafica 3.2_Grafica que muestra el comportamiento de producción histórico de aceite y gas del Campo Sen (Tomado de AIPM, 2012).

CAPÍTULO III. CASOS HISTÓRICOS

El volumen original de aceite en el campo se estima de 697.5 millones de barriles de los cuales en el año de 1999 se produjeron 117 millones, que representa un factor de recuperación del 16.8 %. Para el gas se estima un volumen original probado de 2,308.7 miles de millones de pies cúbicos de gas natural, que significa un factor de recuperación del 13.7 % para el mismo año.

En el 2009 se encontraban operando 12 pozos con una producción total de 45,000 bpd de aceite y 140.5 mmpcd de gas. El desarrollo del campo plantea perforar 9 pozos más de tipo direccional en el bloque norte del campo, con desplazamientos que varían de 500 m a 2800 m y profundidades promedio de 5200 m. En el 2010 se perforaron 2 pozos más y uno en etapa de terminación; el desarrollo del campo continúa hacia la porción norte de la estructura, donde se han localizado bloques estructuralmente más altos, afectados por instrucciones salinas. A la fecha se han perforado 38 pozos, de los cuales 34 han resultado productores (AIPM, 2010).

De acuerdo a datos del 2010 de Pemex y un análisis de la U.S. Energy Information Administration, el campo Sen se encuentra dentro de los 10 campos petroleros actualmente más productivos de México; con una producción de petróleo crudo 54 mil barriles diarios que representa el 2.1 % de la producción nacional y con una producción de gas natural de 155 millones de pies cúbicos diarios.

3.2 Campo Pachira

El campo Pachira se localiza al Este de la ciudad de Paraíso Tabasco y al Noroeste del campo Sen (Figura 3.5). Geológicamente se encuentra en el límite oriental de la cuenca Reforma-Comalcalco.

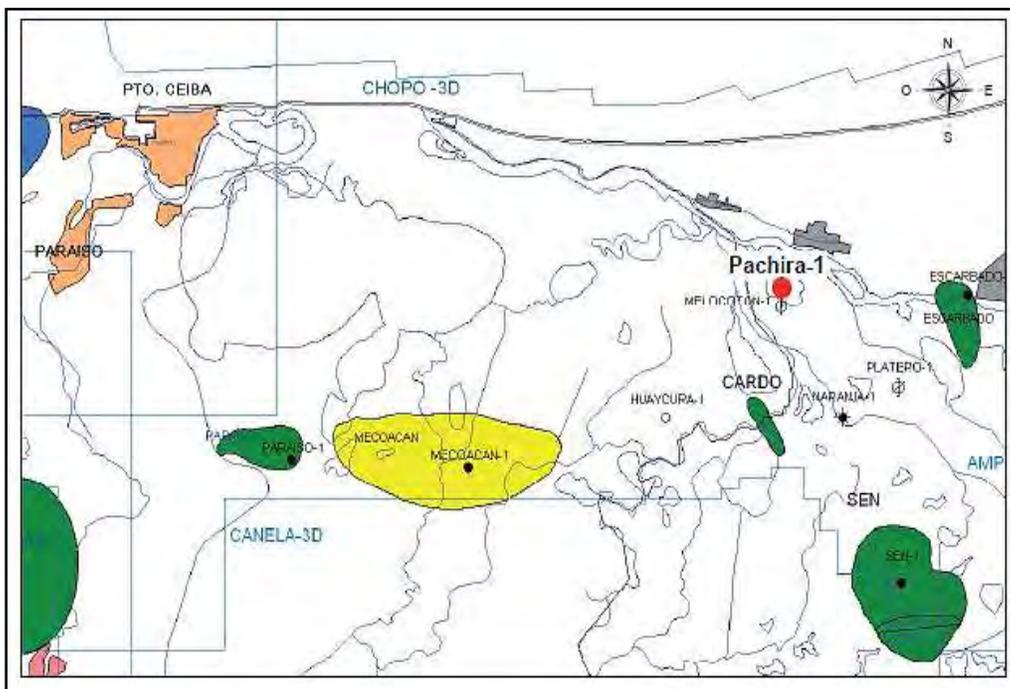


Figura 3.5_Mapa de localización del campo Pachira (Tomado de PEMEX, 2011).

CAPÍTULO III. CASOS HISTÓRICOS

Estratigrafía.

La columna geológica reconocida en este campo incluye rocas que varían en edad del Cretácico Inferior al Plioceno-Pleistoceno, se interrumpe la columna a nivel Albiano Inferior por efecto de una falla inversa que repite los estratos del Cenozoico, específicamente del Paleoceno-Eoceno. Se encuentra discordante el límite Mioceno-Oligoceno por ausencia del Oligoceno Superior (PEMEX, 2011); véase la figura 3.6.

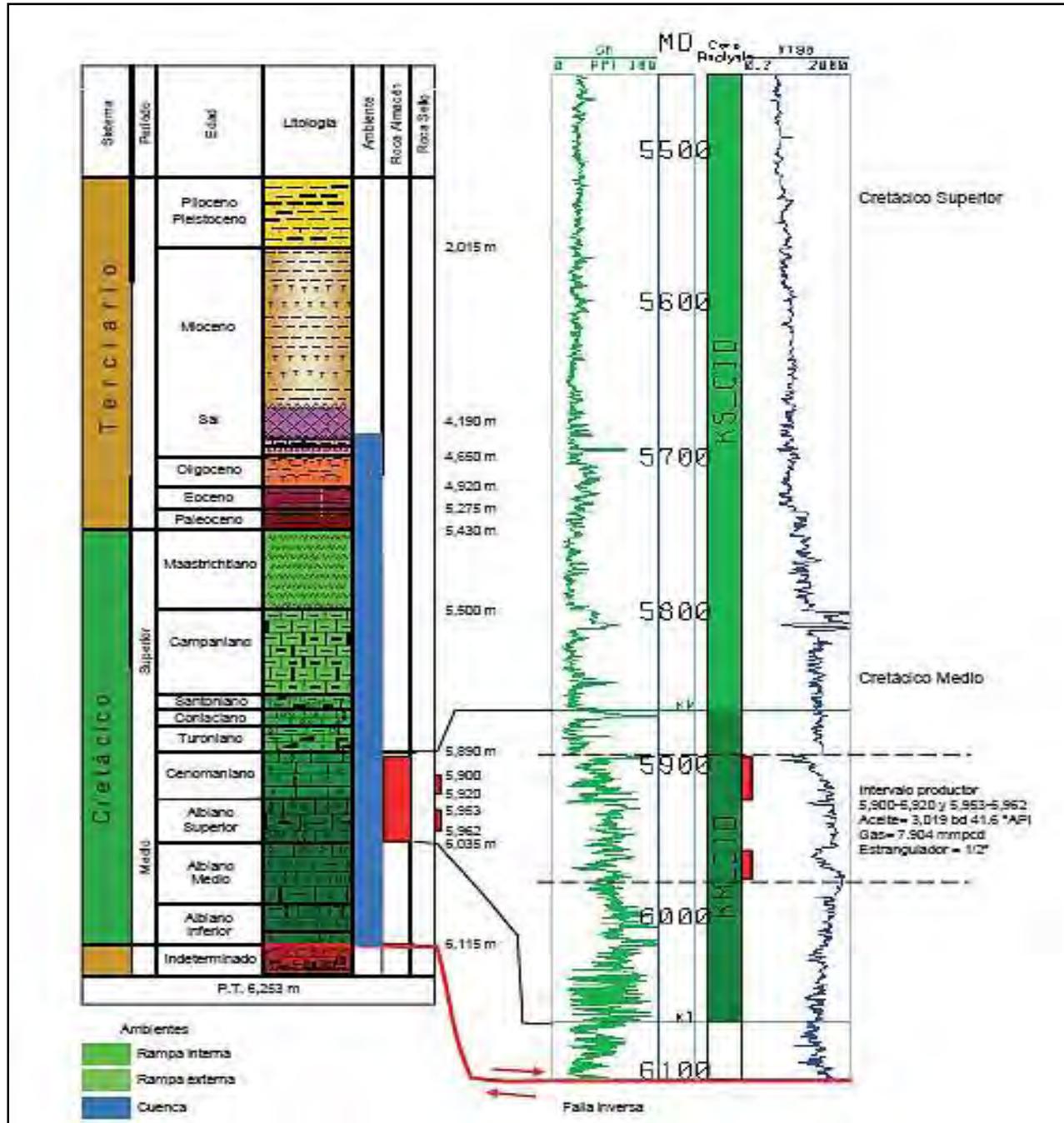


Figura 3.6_Columna estratigráfica del campo Pachira.
(Tomado de PEMEX, 2011).

Trampa

La trampa es un anticlinal con orientación Noroeste-Sureste, limitado al Este por una falla inversa y hacia el Norte, Sur y Oeste, presenta cierre estructural por buzamiento de sus capas. Sus dimensiones son 2 kilómetros de largo para una superficie aproximada de 6 kilómetros cuadrados para el límite Cretácico Inferior-Superior y 3 kilómetros de largo por 3 de ancho para una superficie aproximada de 9 kilómetros cuadrados para el Cretácico Superior (PEMEX, 2011)

Roca Sello

La única información con la que se cuenta de la columna estratigráfica de la cuenca, además de los datos sísmicos y los registros geofísicos de los pozos existentes en el área, nos proporcionan la existencia de espesores considerables de que las lutitas del Paleógeno y margas de Cretácico Superior las cuales funcionan como sellos regionales y locales para las trampas que contienen los hidrocarburos en el área.

Roca Generadora

Las rocas generadoras de hidrocarburos en estos yacimientos corresponde a calizas arcillosas-carbonosas con alto contenido de materia orgánica perteneciente al Jurásico Superior Tithoniano (PEMEX, 2011).

Roca Almacén

La roca almacén del Albiano-Cenomaniano, consiste de mudstone-wackestone recristalizado, fracturado y micro fracturado, con impregnación de aceite ligero residual (Figura 3.7). El espesor bruto de esta roca es de 226 metros, con un espesor neto impregnado de 85 metros; el medio ambiente de depósito es de cuenca (PEMEX, 2011).

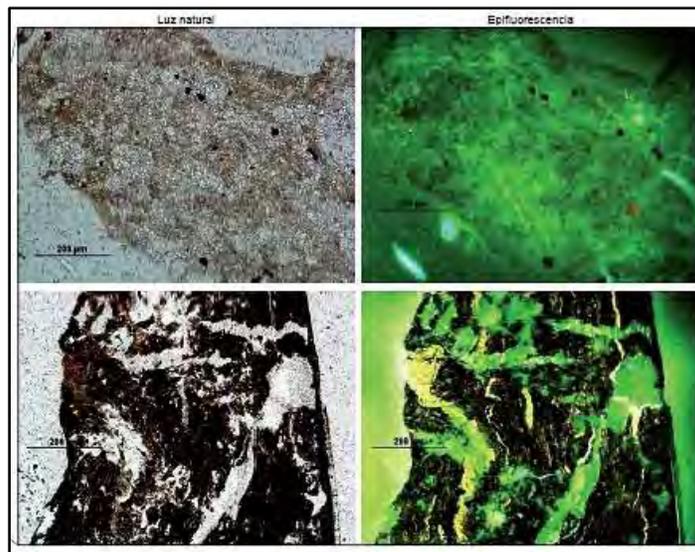


Figura 3.7_Roca almacén del yacimiento del Albiano-Cenomaniano (Tomado de PEMEX, 2011).

Yacimiento

Los yacimientos están constituidos por mudstone-wackestone recristalizado, con porosidad intercrystalina y microfracturas, con impregnación de aceite ligero, la presencia de manifestación de hidrocarburos inicia desde la profundidad de 5,785 metros desarrollados, con lecturas altas de gas en el lodo (PEMEX, 2011).

Los resultados obtenidos de la evaluación petrofísica para el Cretácico Superior, en el intervalo 5,739-5,896 metros desarrollados bajo la mesa rotatoria (5,407-5,562 metros verticales) indican que se tiene: un espesor bruto de 155 metros, un espesor neto impregnado de 83 metros, para una relación neto-bruto de 0.5, con una porosidad promedio de 5.3% y saturación de agua promedio de 2.3 % (PEMEX, 2011).

Para el Albiano-Cenomaniano, que resultó productor de aceite de 39° grados API, en los intervalos 5,900-5,920 y 5,953-5962 metros, con una producción de 3,019 barriles diarios de aceite y 7.5 millones de pies cúbicos de gas, la presión de fondo fue de 569 kg/cm². Se estimó un espesor bruto de 226 metros, espesor neto impregnado de 85 metros, con una relación neto-bruto de 0.38, porosidad y saturación de agua de 3.6 % y 22 %, respectivamente.

Reservas y Producción

Las reservas totales o 3P estimadas para el bloque Pachira fueron de 25.0 millones de barriles de aceite, 66.9 miles de millones de pies cúbicos de gas natural y 40.4 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. Las reservas 1P de aceite es de 15 (mmb) y gas natural de 39.8 (mmmpc), y para 2P de aceite 15 (mmb) y 39.8 (mmmpc); mientras que las reservas de petróleo crudo equivalente para la categoría probada, equivalen a 24.2 millones de barriles, mientras que en la categoría de posibles se tienen 16.2 millones de barriles (mmb) (PEMEX, 2011).

Este campo se encuentra dentro de la lista de los 22 nuevos campos o yacimientos descubiertos en el año 2010, donde el campo Pachira tuvo un producción inicial de crudo 3,019 barriles diarios (bd) y con una producción de gas inicial de 7.9 millones de pies cúbicos diarios (mmpcd) (PEMEX, 2011).

3.3 Campo Tajón

Este campo se ubica geológicamente en la llanura costera del Golfo de México, en el área Mesozoica de Chiapas-Tabasco a 9.5 kilómetros al Noroeste de la ciudad de Paraíso, Tabasco (Figura 3.8). El objetivo fue incorporar reservas de hidrocarburos en rocas del Cretácico Superior e Inferior; productores en el área, resultó productor de aceite ligero. El pozo Tajon-101 alcanzó una profundidad desarrollada de 6,468 metros (PEMEX, 2008).



Figura 3.8_Ubicación del campo Tajón; en la llanura costera del Golfo de México (Tomado de PEMEX, 2008).

Geología Estructural

La estructura que conforma el yacimiento corresponde a un anticlinal ligeramente alargado en dirección Noreste a Suroeste, está limitado al Sur y al Oeste por fallas normales y al Este por una falla inversa, al Norte, el cierre es por echado de la capa a la profundidad de 6,300 metros (Figura 3.9), (PEMEX 2008).

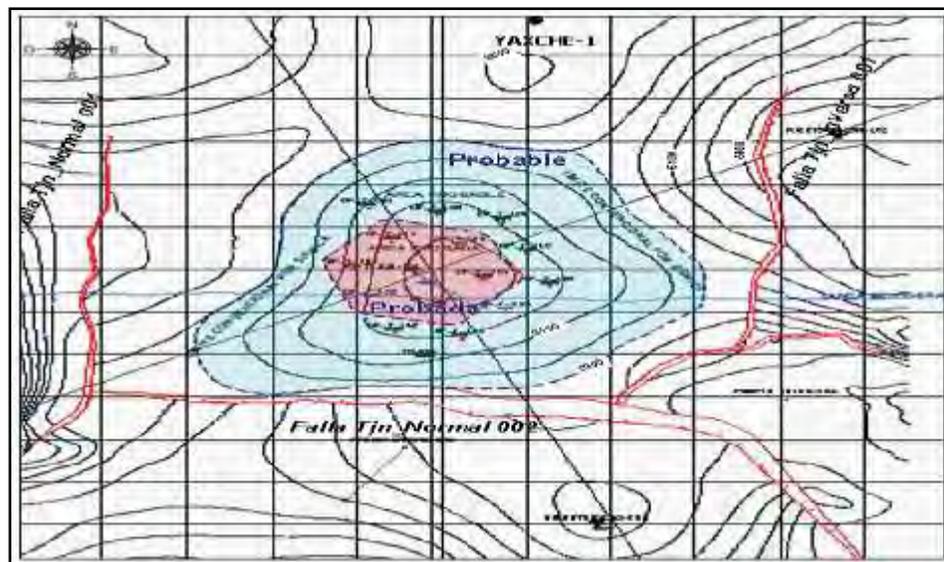


Figura 3.9_ Configuración estructural de la cima del Cretácico Inferior en el campo Tajón. La mitad inferior se localiza en tierra y la superior en el mar (Tomado de PEMEX, 2008).

Estratigrafía

La columna geológica atravesada comprende rocas que van del Cretácico Inferior al Reciente. Los terrígenos de la base del Mioceno Medio son cortados por una falla normal que los pone en contacto con sal y anhidrita, las cuales descansan sobre un bloque alóctono constituido por una secuencia invertida de Carbonatos del Cretácico Inferior Valanginiano y del Cretácico Superior, con ausencia de rocas del Albiano-Cenomaniano (PEMEX, 2008).

Esta secuencia sobreyace a sedimentos arcillo-calcáreos, margas y lutitas de edad Cretácico Superior Maestrichtiano y Paleoceno. Subyaciendo a éstos se identifica una secuencia de carbonatos de edades comprendidas del Cretácico Inferior al Cretácico Superior y que se han interpretado como el bloque autóctono de esta estructura.

Trampa

La trampa es de tipo estructural y corresponde al bloque autóctono de una estructura anticlinal orientada de Noroeste al Suroeste, delimitada al Sur y al Oeste por fallas normales, en tanto que hacia el Oriente está limitada por una falla inversa que la separa del campo Puerto Ceiba (Figura 3.10), (PEMEX, 2008).

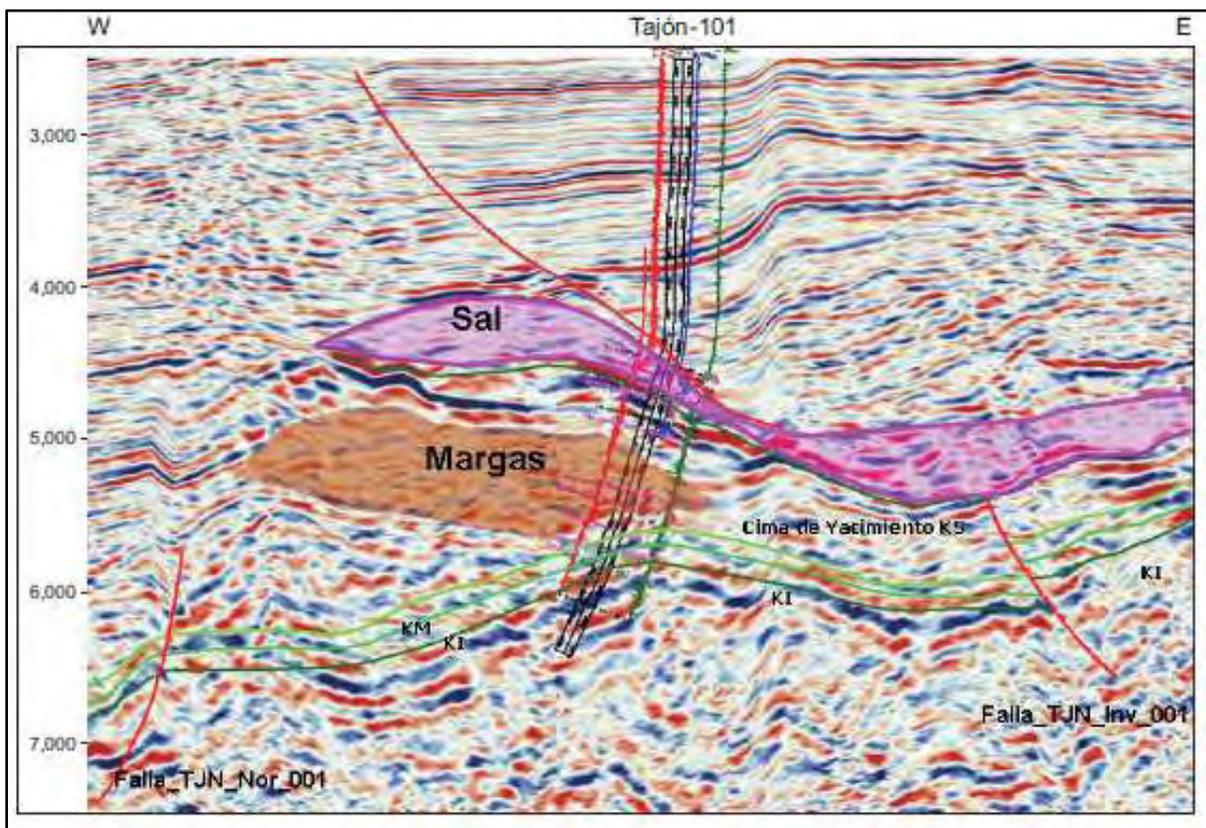


Figura 3.10_ Sección sísmica en profundidad mostrando la complejidad estructural-estratigráfica en el yacimiento Cretácico del campo Tajón (Tomado de PEMEX, 2008).

Sello

Este está formado por una secuencia constituida por margas y lutitas calcáreas del Maestrichtiano y del Paleoceno.

Yacimiento

El Yacimiento lo constituyen los carbonatos del Cretácico Inferior, Medio y Superior, productores en el campo Puerto Ceiba y se encuentra constituido por mudstone café claro con abundantes microfracturas impregnadas de aceite ligero. La porosidad promedio es de 4 por ciento y la saturación de agua de 14 por ciento. La producción inicial medida fue de 4,500 barriles por día de aceite superligero de 34° API y 3 millones de pies cúbicos de gas (PEMEX 2008).

Reservas

El volumen original 3P es de 651.6 millones de barriles de aceite y 424.3 miles de millones de pies cúbicos de gas. Las reservas probadas son de 13.4 millones de barriles de aceite y 8.7 miles de millones de pies cúbicos de gas, y las reservas 2P ascienden a 116.9 millones de barriles de aceite y 76 miles de millones de pies cúbicos de gas, que corresponden a 135.8 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (PEMEX 2008).

3.4 Campo Terra

El campo Terra está ubicado geográficamente en el estado de Tabasco, dentro del área que cubre el Activo Integral Luna. Se ubica a 2.45 Km al Norte del pozo Pomposu-1A, a 6.54 Km al NW del Kali-1 y 32 Km al este de Comalcalco-Tabasco (Figura 3.11).



Figura 3.11_Ubicación del campo Terra en el estado de Tabasco (Tomado de PEMEX, 2010).

CAPÍTULO III. CASOS HISTÓRICOS

El primer pozo del campo Terra alcanzo una profundidad total de 5 508 metros bajo nivel del mar, resultando productor de aceite volátil de 40 grados API en rocas del JSK. EL desarrollo del campo Terra estará a cargo del Activo Integral Samaria-Luna en la Región Sur (Figura 3.12), (Schlumberger, 2010).

El campo Terra llegó al objetivo de producción de 3000 bpd de aceite y 12.5 mmpcd de gas y se desarrollaron en rocas del Albiano-Cenomaniano, perforando 4, 972 metros con un desplazamiento de 987 m a la PT (Schlumberger, 2010).

El campo Terra es un yacimiento fracturado de aceite altamente volátil de 40° API con formaciones compactas, baja permeabilidad, alta presión y alta temperatura, debido a sus propiedades petrofísicas del pozo presenta características promedios a pozos vecinos.

EL campo Terra comprende un área de 22.9 km² formado de rocas calizas con porosidad entre 1% - 3% y permeabilidad de 0.1 a 6.3 mD, el yacimiento tiene un espesor de 111 m a una profundidad de 6,000 m., tiene una presión original de 807 kg/cm², presión de saturación 379 kg/cm² y una temperatura 150 °C.

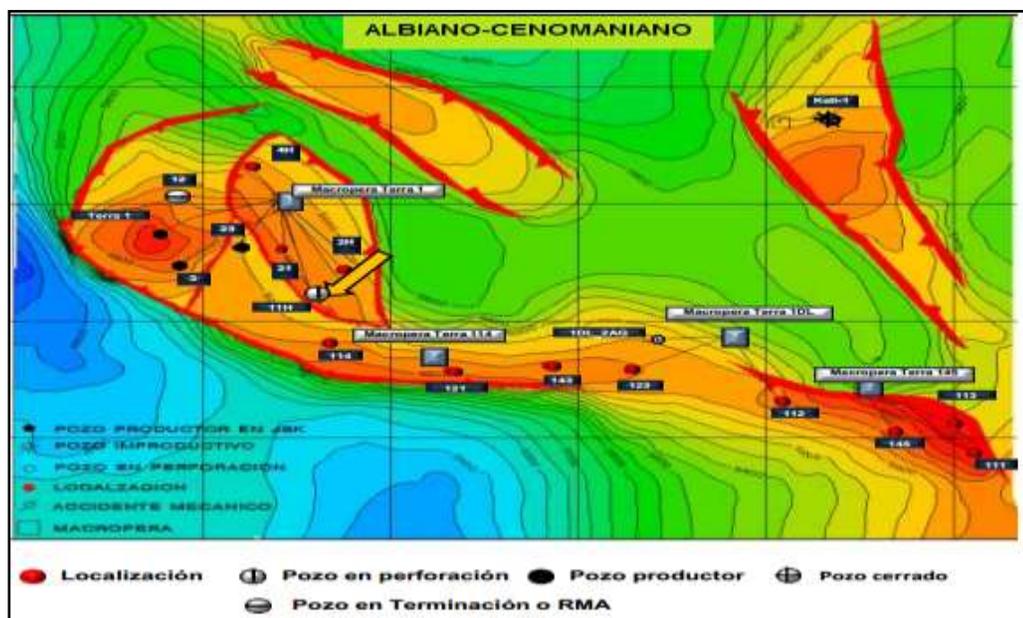


Figura 3.12_ Ubicación de pozos en el campo Terra.
(Tomado de PEMEX, 2010).

Geología Estructural

El campo Terra se ubica sobre una estructura anticlinal orientada en dirección Noroeste-Sureste, afectada en sus flancos por fallas inversas, asociadas a una dualidad de tectónica salina y esfuerzos compresivos (PEMEX, 2012).

Estratigrafía

La columna geológica cortada por el pozo Terra-1, comprende rocas que van desde el Jurásico Superior Kimmeridgiano al Plioceno-Pleistoceno. Para el

CAPÍTULO III. CASOS HISTÓRICOS

Jurásico se tiene Superior Kimmeridgiano se tiene una litología compuesta por calizas de plataforma; mientras que para el Tithoniano se tienen calizas arcillosas de plataforma externa-talud; finalmente, durante el Cretácico Inferior y Superior se depositaron sedimentos calcáreos que dieron origen a rocas carbonatadas (Figura 3.14), (PEMEX, 2012).

Para el campo Terra 23 se observa una columna completa que va del Reciente al Jurásico Superior Kimmeridgiano. En el límite entre el Cretácico Inferior y Superior (Albiano-Cenomaniano) se tiene una secuencia constituida por calizas de cuenca con presencia de hidrocarburos en fracturas (Figura 3.14).

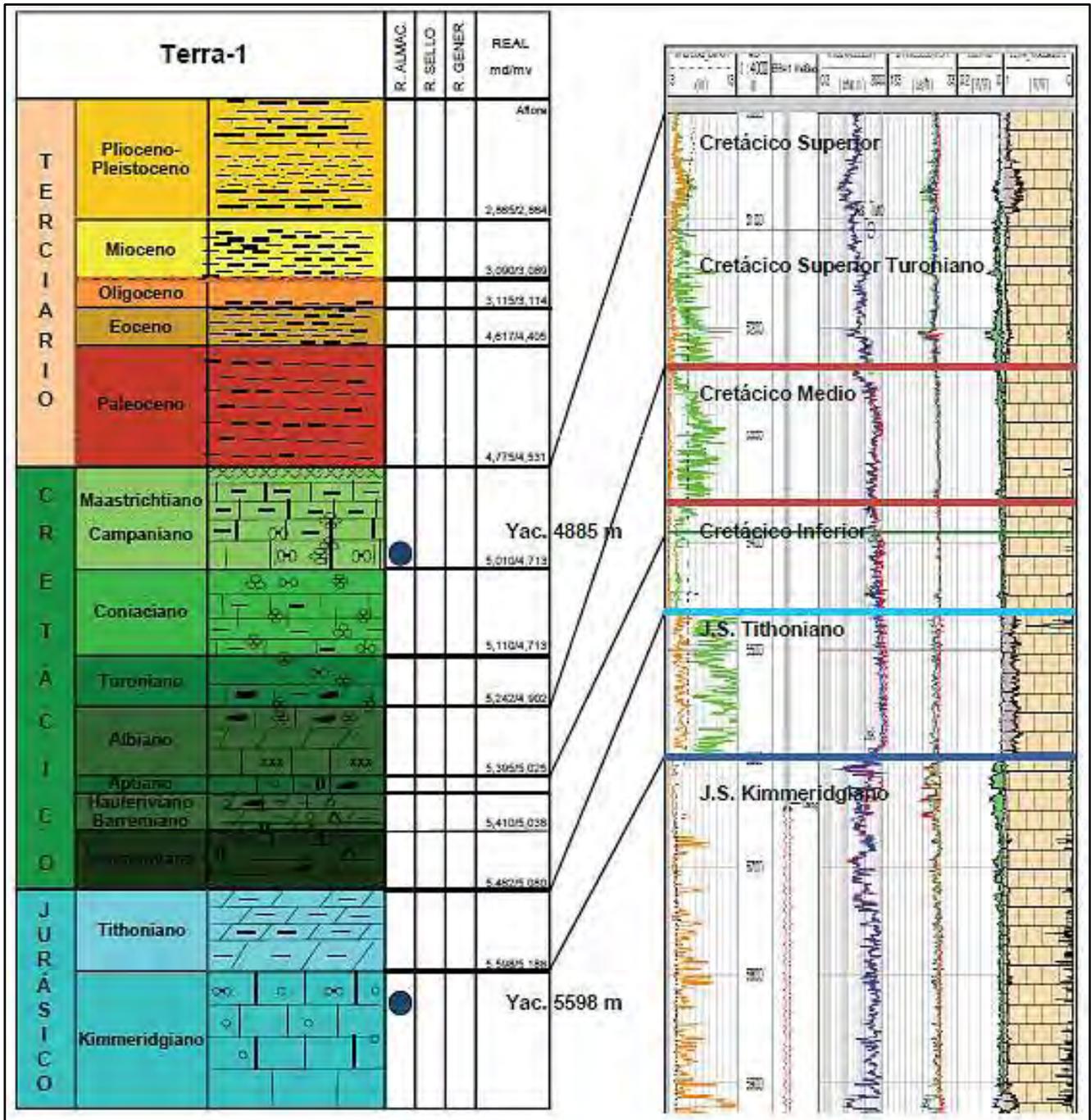


Figura 3.13_Columna estratigráfica del campo Terra-1 (Tomado de PEMEX, 2010).

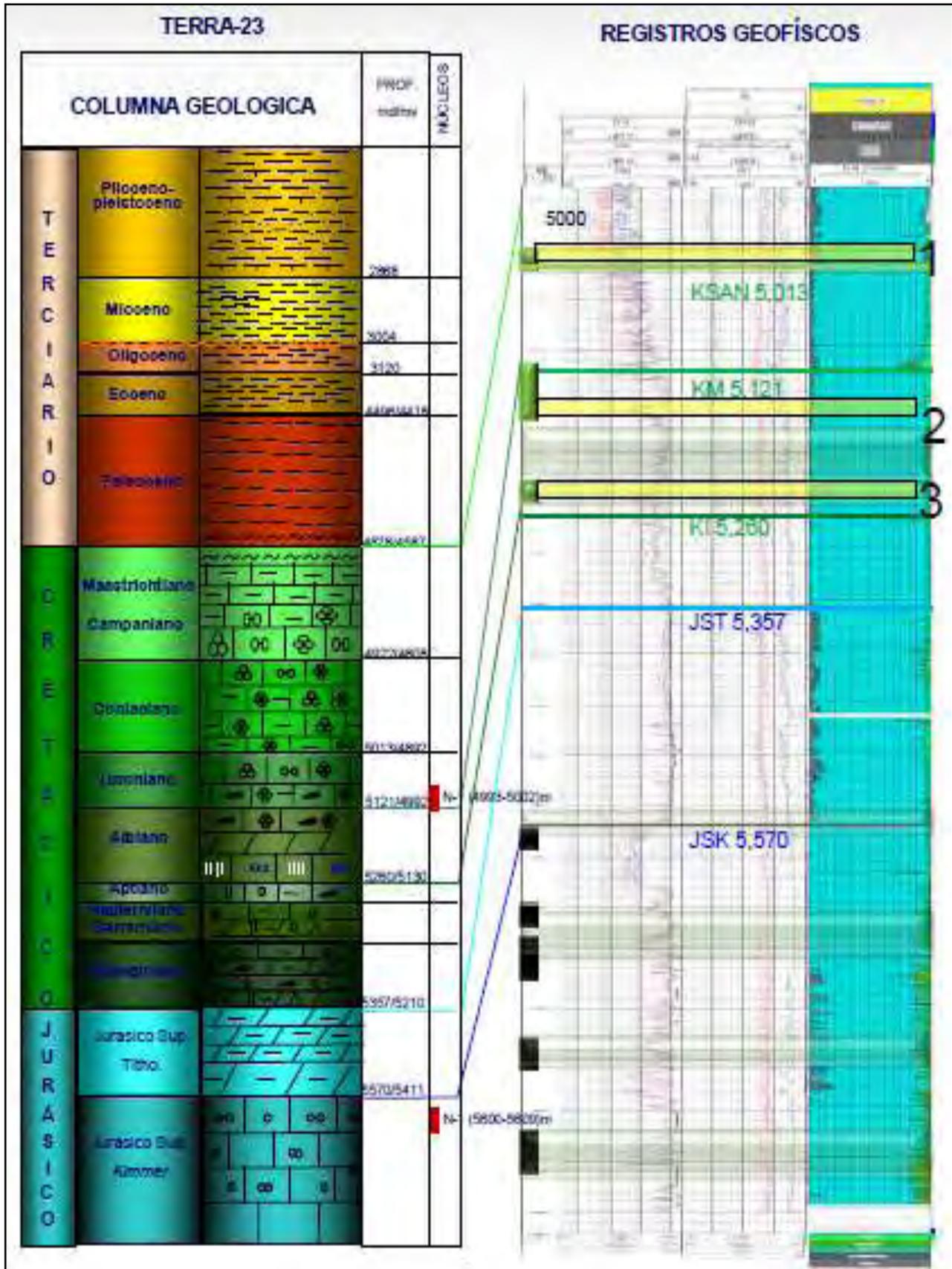


Figura 3.14_Columna estratigráfica del campo Terra-23 (Tomado de PEMEX, 2012).

Trampa

La trampa del yacimiento Terra es una estructura anticlinal alargada con orientación Noroeste-Sureste, limitada en el flanco Sur porción Noroeste por una falla inversa con caída al Noreste, y el flanco Norte porción Sureste por una falla inversa con caída al Suroeste (Figura 3.15).

Sus dimensiones estimadas son 10 kilómetros de largo por 2.2 kilómetros de ancho, cubriendo una superficie de 22 kilómetros cuadrados y presenta un cierre estructural de 600 metros (PEMEX, 2012).

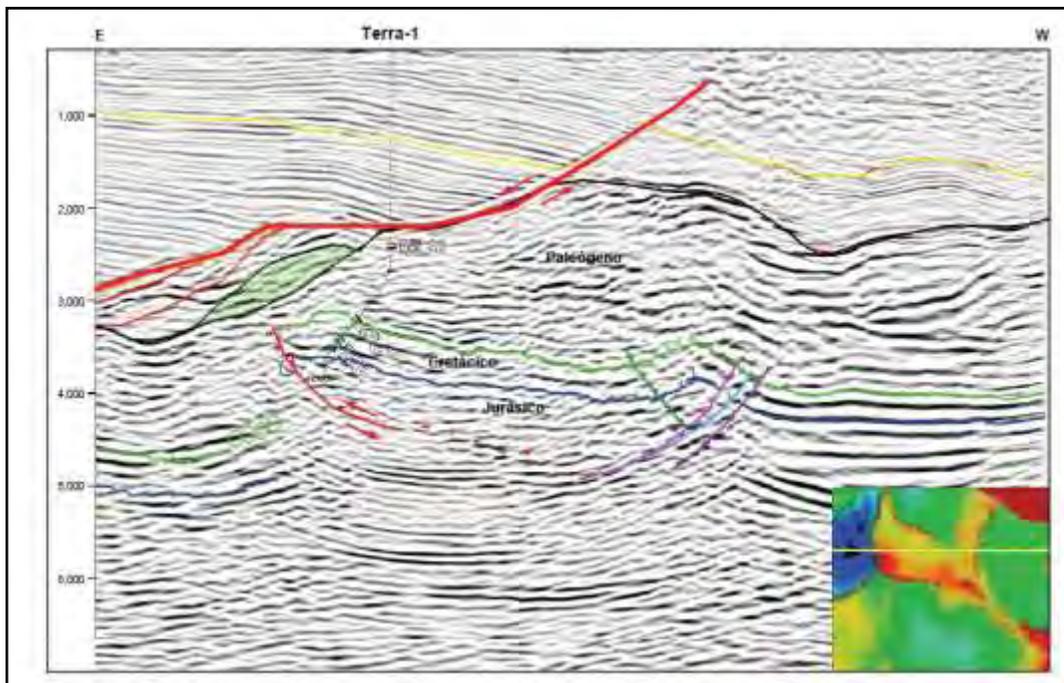


Figura 3.15_ Sección sísmica representativa de la trampa del campo Terra-1 (Tomado de PEMEX, 2009).

Roca sello

La roca sello para el yacimiento Cretácico son las margas del Cretácico Superior y las lutitas estratificadas del Paleógeno; mientras que para el yacimiento Kimmeridgiano, el sello está compuesto por calizas arcillosas del Tithoniano (PEMEX, 2009).

Yacimiento

El espesor penetrado en el Jurásico Superior Kimmeridgiano es de 372 metros, el yacimiento es de aceite volátil de 40° API, con una presión estática de 804 kg/cm² (PEMEX, 2009).

La producción inicial fue de 7,943 barriles por día de aceite y 22.3 millones de pies cúbicos por día de gas con una relación gas-aceite de 500 m³/m³, con una presión de 210 kg/cm², a través de un estrangulador de 7/8".

El yacimiento Cretácico se consideró a partir de las manifestaciones de hidrocarburos, en el intervalo 4,885-5,240 metros desarrollados (4,615-4,900 metros verticales) de profundidad. Consiste de mudstone recristalizado con impregnación de hidrocarburos en porosidad intercrystalina, fracturas y microfracturas. El espesor bruto del yacimiento es de 300 metros y el ambiente de depósito es de cuenca (PEMEX, 2012).

Reservas

El volúmenes originales de aceite 3P estimado para el campo Terra es de 307.2 millones de barriles, mientras que las reservas 3P ascienden a 79.6 millones de barriles de aceite, 227.7 miles de millones de pies cúbicos de gas natural y 132.6 millones de barriles de petróleo crudo equivalente. Por categoría de reservas, los valores alcanzados para la probada, probable y posible son 16.3, 32.1 y 84.2 millones de barriles de petróleo crudo equivalente (PEMEX, 2012).

3.5 Campo Tamaulipas-Constituciones

El campo Tamaulipas-Constituciones pertenece al activo Altamira de la Región Norte. Se localiza en el municipio de Altamira, Tamaulipas, a 25 kilómetros al noroeste de la ciudad de Tampico, Tamaulipas (Figura 3.16).



Figura 3.16_Ubicación del campo Tamaulipas-Constituciones (Tomado de PEMEX, 1999).

Geológicamente, se ubica en la provincia Tampíco-Misantla, en la porción occidental de la isla Jurásica de Tamaulipas-Constituciones, formando parte de lo que se ha denominado Archipiélago Jurásico Superior. El campo Tamaulipas-Constituciones tiene 6 yacimientos con producción comercial de hidrocarburos, cuya jerarquización de acuerdo a su importancia económica es la siguiente (PEMEX, 1999):

- ✚ Jurásico San Andrés
- ✚ Tamaulipas Inferior A del Cretácico Inferior
- ✚ Areniscas Constituciones del Jurásico
- ✚ Areniscas Constituciones del Jurásico
- ✚ Tamaulipas Superior del Albiano-Cenomaniano
- ✚ Tamaulipas Inferior B del Cretácico Inferior

Las trampas se consideran de tipo combinado para cada uno de los yacimientos. Los yacimientos son de aceite pesado, con una densidad de 18 grados API en todos los casos (PEMEX, 1999).

El campo cubre un área de 60 km². El total de pozos perforados asciende a 716, de los que 412 se encuentran actualmente activos. La producción promedio diaria en el campo para diciembre de 1998 fue de 15.1 mmbd y 7.7 mmpc de gas natural. Al 1 de enero de 1999 se han producido 214.9 mmbpd de aceite y 211.4 mmpc de gas natural (PEMEX, 1999).

Historia

Los trabajos gravimétricos y sismológicos realizados en el periodo 1951-1953 determinaron la existencia de varios altos estructurales, a uno de ellos se le denominó Tamaulipas, teniendo su eje principal con un rumbo aproximado noreste-suroeste. Sobre éste fue perforado el pozo Altamira-1 (Tamaulipas-1), terminado oficialmente como productor de aceite en el yacimiento Tamaulipas Inferior A, con una producción inicial de aceite de 639 barriles por día, pozo que es considerado descubridor del campo Tamaulipas-Constitución (PEMEX, 1999).

Posteriormente, el desarrollo del mismo propicia el descubrimiento de los 2 yacimientos restantes: el Tamaulipas Inferior B del Cretácico Inferior y el Tamaulipas Superior del Albiano-Cenomaniano.

El campo inició su producción en 1956, Al mismo tiempo se empezó su desarrollo con la perforación de pozos con un espaciamento de 400 metros. Se le dio una mayor importancia al desarrollo del yacimiento San Andrés, y solo cuando no se tenía éxito en dicho objetivo, el pozo comenzó la producción en el yacimiento Tamaulipas Inferior A. Es así que en el año de 1962 alcanza los 26,000 barriles por día de aceite (PEMEX, 1999).

Después, la producción empieza a declinar de manera considerable, y en el periodo 1967-1968 la producción de aceite alcanzaba sólo 7,500 barriles por día, con un incremento sustancial en la relación gas-aceite. Actualmente se han perforado 716 pozos, de los cuales 450 resultaron productores, 177 inyectores de CO₂ y 89 taponeados.

Estratigrafía

Por las columnas atravesadas de los pozos perforados, se ha identificado que las rocas más antiguas corresponden a un basamento granítico-granodiorítico de edades del Pérmico al Triásico, cubierto de manera discordante por conglomerados basales de edad pre-Jurásico Superior. Después se depositaron los sedimentos de la formación Zuloaga del Oxfordiano, la cual cambia lateralmente de facies a las Areniscas Constituciones y la Cuerpo B de dichas areniscas (PEMEX, 1999).

En el Jurásico Superior Kimmeridgiano se depositan las formaciones San Andrés y Chipoco de ambientes de plataformas y talud, respectivamente. La formación San Andrés, es su parte productora, esta constituida por grainstone de oolitas depositados en ambientes someros de plataforma, e infrayace a la formación Pimienta del Jurásico Superior Tithoniano, la cual representa el ciclo de máxima inundación marina y la culminación de dicho periodo. La formación Pimienta se compone principalmente por calizas arcillosas, que se alternan con horizontes de lutitas negras bituminosas, depositados en una cuenca anóxica (PEMEX, 1999).

Para el Cretácico Inferior, se deposita la formación Tamaulipas Inferior (ambiente de cuenca), la cual se compone de una secuencia de mudstone a wackestone y en ocasiones de packstone de color café claro a gris oscuro, la cual se encuentra subprayacida por el Horizonte Otates (de edad Aptiano), éste por la formación Tamaulipas Superior (edad Albiano Cenomaniano) y en seguida se deposita, concordantemente, el Cretácico Superior representado por las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez (PEMEX, 1999).

Durante el Terciario se depositan de manera concordante las formaciones arcillosas y arcillo-arenosas denominadas Velasco y Aragón, dentro del paleoceno y Eoceno, respectivamente. Sobre ellas en forma discordante, se depositaron las formaciones Palma, Real Inferior, Real Superior y Mesón del Oligoceno. Toda la columna está cubierta en forma discordante por los sedimentos de relleno del Reciente. En la porción centro y oriental de área, existe una fuerte discordancia que abarca a los sedimentos del Terciario y hasta la cima del Cretácico Tamaulipas Inferior, observada en el pozo Constituciones-400A (PEMEX, 1999).

En la figura 3.17, se muestra la columna geológica tipo del campo y en el tabla 3.1 la columna estratigráfica idealizada.

Geología Estructural

La evolución estructural del área está ligada a la apertura del Golfo de México de edades Triásico Inferior y Jurásico Superior. Los paleoelementos originados por este proceso se encuentran distribuidos en bloques, fallados normalmente, con caída hacia el Este.

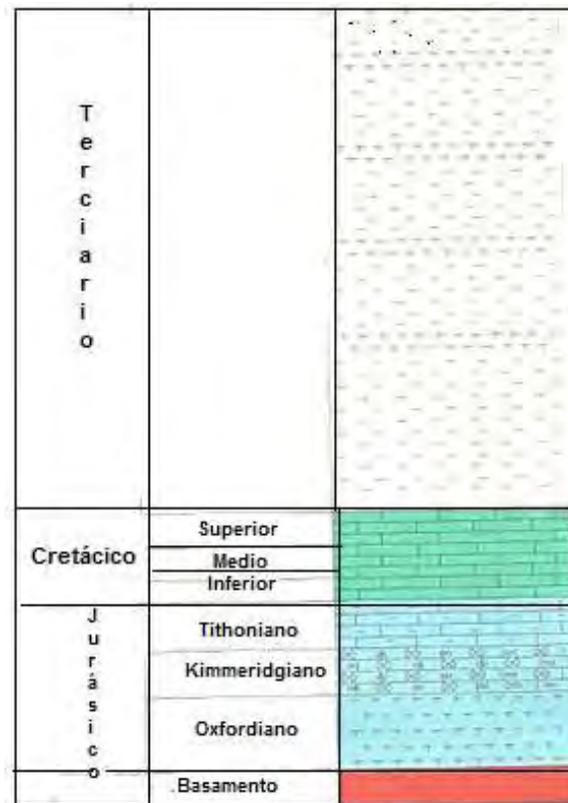


Figura 3.17_ Columna geológica tipo del campo Tamaulipas-Constituciones. (Tomado de PEMEX, 1999).

FORMACION	EDAD (periodo y época)	CIMA (mbmr)
Palma Real Superior	Oligoceno	Aflora
Méndez	Cretácico Superior	1,032
San Felipe	Cretácico Superior	1,181
Agua Nueva	Cretácico Superior	1,323
Tamaulipas Superior	Cretácico Medio	1,379
Horizonte Otates	Cretácico Inferior	1,467
Tamaulipas Inferior	Cretácico Inferior	1,470
Pimienta	Jurasico Superior Titoniano	1,881
San Andrés	Jurasico Superior Kimmeridgiano	1,947
Zuloaga/Areniscas	Jurasico Superior Oxfordiano	1,980
Constituciones	Pre-Jurásico	2,060
Conglomerado Basal	Pérmico y Triásico	2,085
Basamento		

Tabla 3.1_ Columna estratigráfica tipo del campo Tamaulipas-Constituciones. (Tomado de PEMEX, 1999).

Los elementos al Oeste de la isla Tamaulipas-Constituciones caen en dirección Oeste, formando pequeñas depresiones, tipo medio graben. Sobre éstas se depositan sedimentos clásticos continentales en forma de gruesas cuñas, configurando una estructura general en forma de rampa sobre la que se depositan las rocas sedimentarias de ambiente marino somero del Jurásico Superior, en la figura 3.18 muestra una sección estructural tipo (PEMEX 1999).

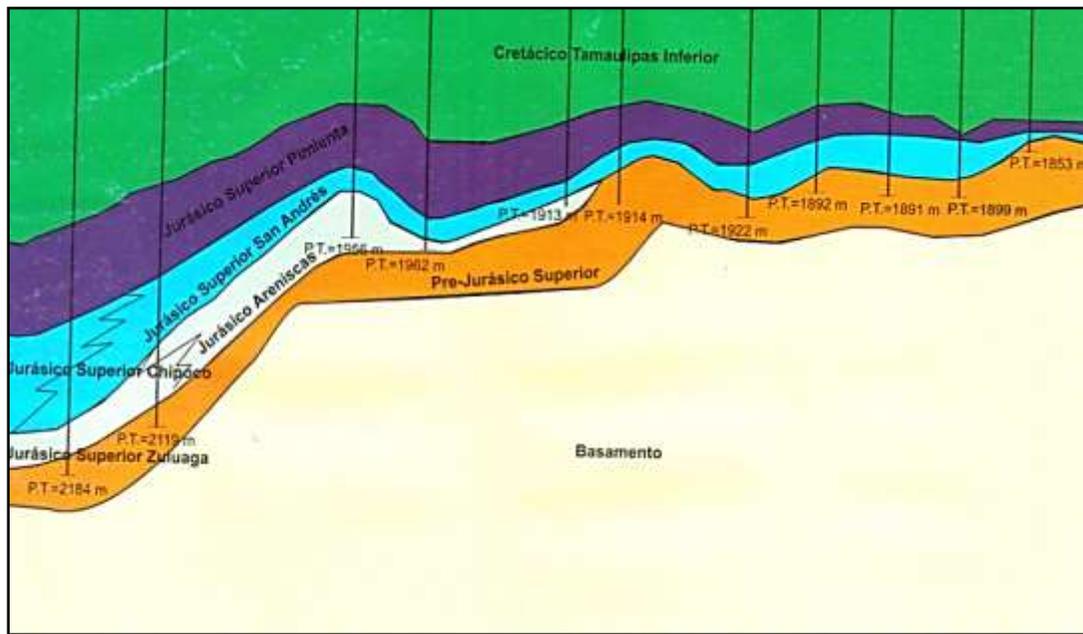


Figura 3.18_ Sección estructural tipo del campo Tamaulipas-Constituciones donde se muestra el patrón estructural (Tomado de PEMEX, 1999).

Trampa

Para los yacimientos del Jurásico Superior, la trampa es de tipo combinada producto de la tectónica extensiva de apertura que dio origen a los depósitos Jurásicos. Para los yacimientos del Cretácico, la trampa es considerada de tipo estructural. Sin embargo, por estudios recientes de microscopio electrónico se puede observar que el factor principal para el flujo de hidrocarburos es la microporosidad existente en este tipo de rocas, lo que conduce a considerarla una trampa estructural-estratigráfica.

Roca Generadora

De acuerdo a los estudios geoquímicos realizados, se consideran como rocas generadoras de aceite a los cuerpos arcillosos y calcáreo-arcillosos de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, depositadas durante el Jurásico Superior (PEMEX, 1999).

Sello

El yacimiento Areniscas del Jurásico Superior tiene un sello formado por arcillas informacionales y calizas compactas de la formación San Andrés. Para el yacimiento Areniscas del Jurásico San Andrés actúan como roca sello los sedimentos arcillosos de la formación Pimienta. El Tamaulipas Inferior B tiene como sello las calizas compactas de la misma formación. El Tamaulipas Inferior A tiene como sello a los sedimentos arcillosos y arcillo-calcáreos del Horizonte Otates. Para el yacimiento Tamaulipas Superior actúa como sello las formaciones calcáreo-arcillosas del Cretácico Superior.

CAPÍTULO III. CASOS HISTÓRICOS

Yacimiento

El yacimiento del Jurásico Superior Areniscas está constituido por areniscas, con una porosidad promedio de 12%, de tipo intergranular, con una permeabilidad promedio de 6 md y un espesor neto de 35 m., mientras que la saturación de agua es del 31% con una salinidad de 120,000 ppm (PEMEX, 1999).

El yacimiento está sujeto a un empuje por gas disuelto. La presión original es de 220 kg/cm². La temperatura a la profundidad de yacimiento es de 92 °C. El aceite producido tiene una densidad de 18° API, por lo tanto es aceite pesado.

En el Cretácico Inferior se encuentran presentes dos yacimientos carbonatados, uno en la cima denominado Tamaulipas Inferior A y otro en su base, el Tamaulipas Inferior B. Ambos yacimientos están constituidos por wackestone de microfósiles de color gris oscuro que gradualmente pasa a packstone de intraclastos de color café claro y gris claro (PEMEX, 1999).

La porosidad promedio para el cuerpo A fue de 14%, mientras que el cuerpo B es de 8%; la permeabilidad es de 4 y 1 mD, respectivamente. Para el cuerpo A, el espesor neto permeable es de 40 metros, la saturación de agua es de 23%, con una salinidad de 60,000 ppm. El yacimiento está sujeto a un empuje por gas disuelto y la presión original es de 162 kg/cm². La temperatura es de 71°C. El aceite producido tiene una densidad de 18°API aceite pesado (PEMEX, 1999).

El yacimiento Tamaulipas Superior de edad Cretácico Medio, está constituido por una caliza densa de microfósiles naturalmente fracturados, con un espesor neto impregnado de 16 metros, porosidad de 13%, saturación de agua de 28%, y permeabilidad de 3mD, la temperatura del yacimiento es de 59°C.

Para la evaluación de los yacimientos se adquirieron registros geofísicos en agujero descubierto, principalmente aquellos que detectan la radioactividad natural, los que miden la resistividad, y los que estiman la porosidad de la roca (PEMEX, 1999). En la figura 3.19 se muestra un juego de registros tipo del campo, y en la figura 3.20 los registros interpretados.

Reservas

El volumen original probado de aceite del campo es de 2,551.7 millones de barriles, de los cuales se han producido 214.9 millones al 1 de enero de 1999. Esto representa un factor de recuperación actual del 8.4 por ciento.

En el Tabla 3.2 se muestran las reservas remanentes de hidrocarburos, desglosadas de acuerdo a sus diferentes categorías. Las reservas fueron estimadas por métodos volumétricos, análisis del comportamiento de los yacimientos, y simulación numérica. Las reservas probadas están asociadas principalmente a una mayor recuperación de hidrocarburos producto de la optimización de la inyección del agua y en menor medida a áreas adicionales no drenadas. La reserva posible solamente está asociada a un mejoramiento del barrido de aceite por la inyección de agua.

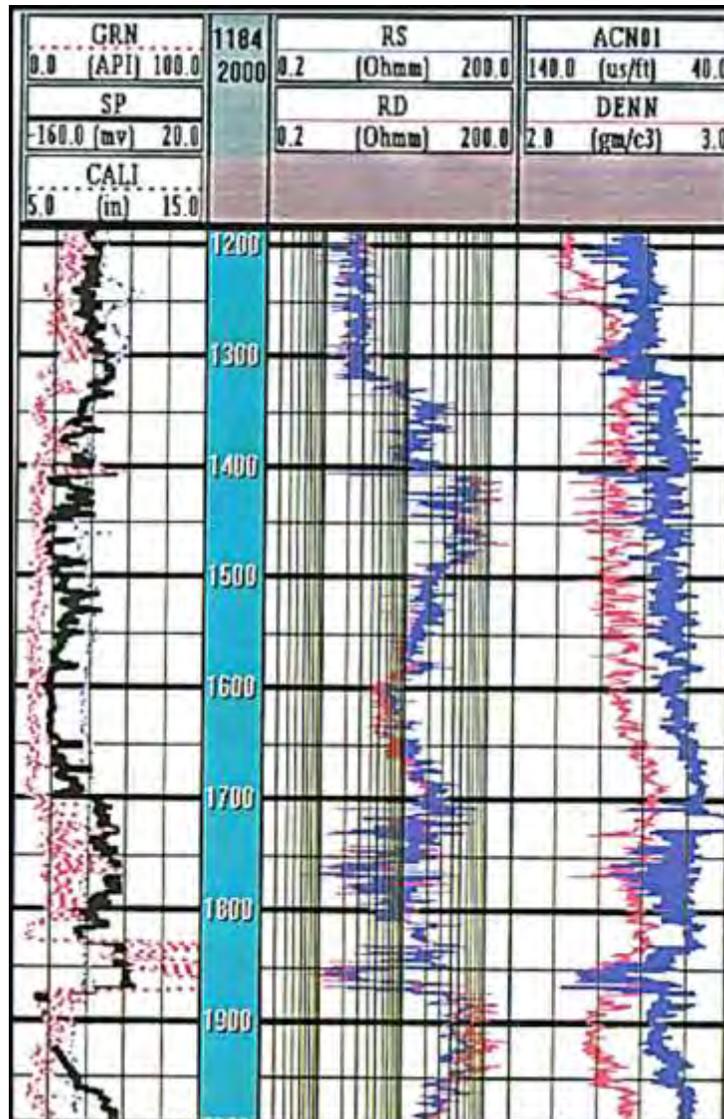


Figura 3.19_Registro geofísico del campo Tamaulipas-Constituciones (Tomado de PEMEX, 1999).

Reservas	Aceite [mmb]	Condensado [mmb]	Líquidos de planta [mmb]	Gas seco [mmbpce]	Total [mmbpce]
Probadas	87.0	0.0	0.0	7.3	94.3
Probadas+probables	97.6	0.0	0.0	8.3	10.3
Probadas+probables+posibles	139.	0.0	0.0	12.2	151.4

Tabla 3.2_Reservas remanentes de hidrocarburos al 1 de enero de 1999 del campo Tamaulipas-Constituciones (Tomado de PEMEX, 1999).

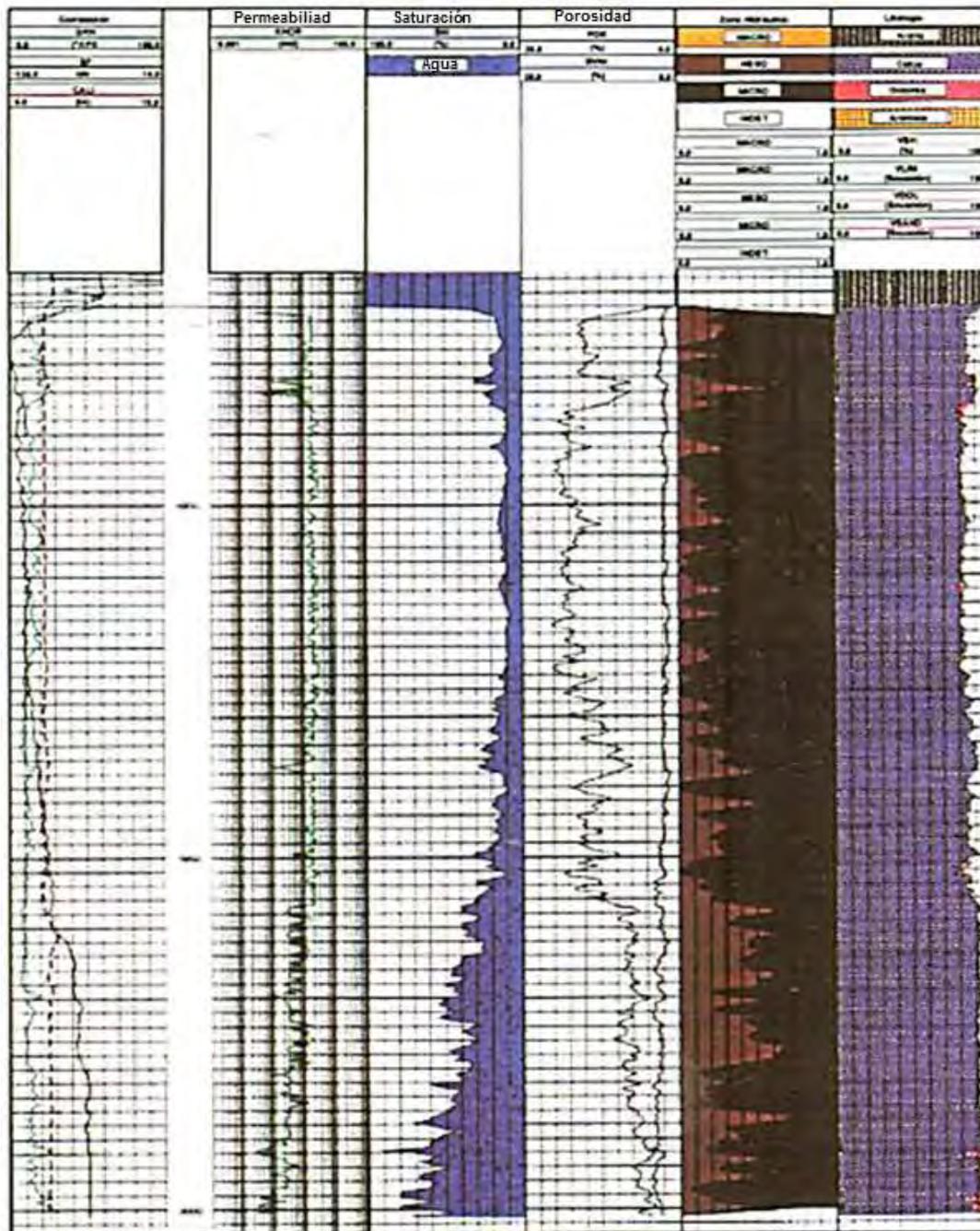


Figura 3. 20_Registro geofísico evaluado del campo Tampico-Constituciones.
(Tomado de PEMEX, 1999).

El plan de desarrollo del campo está enfocado a explotar los yacimientos de la formación San Andrés, las areniscas del Jurásico, y los yacimientos del Cretácico en las formaciones Tamaulipas Inferior, y posiblemente, Tamaulipas Superior. Se plantea la perforación de pozos adicionales en áreas de poca densidad de perforaciones. También se contempla la modificación del patrón de inyección hexagonal a uno de características de líneas de inyección (PEMEX, 1999).

CAPÍTULO IV.
MÉTODOS DE EXPLORACIÓN 2013

*CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS-
GEOFÍSICAS DE LOS
YACIMIENTOS PETROLEROS EN
SECUENCIAS CÁLCAREAS DE
CUENCA*



CAPÍTULO IV. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN

En este trabajo se ha propuesto un método de exploración sísmico no convencional, como lo es la sísmica multicomponente, ya que para campos petroleros donde la roca almacén está constituida de secuencias calcáreas de cuenca, los cuales forman yacimientos carbonatados naturalmente fracturados; cuya característica principal es que presentan una doble porosidad; esto hace que se presenten complicaciones técnicas a la hora de la producción.

Es por eso que la mejor técnica para caracterizar este tipo de yacimientos es este tipo de método sísmico no convencional, con el cual es posible obtener datos importantes para la determinación de anisotropía acimutal, la cual es esencial para caracterizar fracturas naturales y dar un posicionamiento óptimo de los pozos. Por ejemplo la producción puede mejorarse si se intersectan múltiples fracturas; además de que también es importante durante las etapas de perforación y las operaciones de cementación; ya que las fracturas naturales abiertas pueden causar problemas de pérdida de fluidos de perforación y pérdida potencial de pozos.

La exploración petrolera en México ha evolucionado en estrategias, métodos y tecnologías; por lo que a partir de los años 40's y hasta los 80's del siglo pasado se realizó una amplia campaña de evaluación del potencial de hidrocarburos a nivel de grandes provincias. Los trabajos de exploración realizados en una cuenca sedimentaria, están orientados a identificar la presencia de los elementos y procesos geológicos que conforman el sistema petrolero activo, los cuales son: roca generadora, roca almacenadora, trampa, roca sello y sincronía-migración de hidrocarburos, posteriormente, se estiman los recursos prospectivos, que pueden ser transformados en reservas a través de la perforación de pozos exploratorios, contribuyendo así a la restitución de reservas (CNH, 2011).

Otra de las etapas en la exploración geofísica petrolera, es la interpretación de las secciones sísmicas; las cuales se generan a partir de un levantamiento sísmico de reflexión, para el cual existe un método de interpretación para este tipo de datos; que es la estratigrafía sísmica o sismoestratigrafía introducido por Mitchum (1977); la cual es parte de la estratigrafía, y se encarga del estudio de los rasgos estratigráficos y de facies sedimentarias a partir de perfiles sísmicos (secciones sísmicas), ajustados con datos de pozos.

La sismoestratigrafía permite diferenciar superficies significativas, como las discontinuidades, a partir del arreglo de reflectores. Es de gran importancia en el análisis secuencial o estratigrafía secuencial, basada en el reconocimiento de unidades estratigráficas compuestas de sucesiones conformadas por estratos genéticamente relacionados, determinando secuencias depositacionales (Vail et al., 1977).

4.1 Principios básicos de la sísmica multicomponente

4.1.1 Ondas Sísmicas

De acuerdo con la teoría de la elasticidad, el comportamiento elástico de los materiales que se encuentran en la vecindad de una determinada región, se describe en términos de dos parámetros elásticos, que generalmente son la rigidez y la compresibilidad, aunque en la práctica éstos pueden determinarse experimentalmente a partir del módulo de Young y la relación de Poisson (Del Valle Toledo, 2005).

En la prospección sismológica generalmente se conocen las características de la fuente sísmica, por lo que se pueden prever razonablemente los tipos y número de ondas que se generan, aunque siempre se presenta la tendencia de simplificarlas para facilitar su manejo. En las cercanías de la fuente sísmica, bajo el supuesto de que el medio es homogéneo e isotrópico, se genera una onda esférica que teóricamente propicia trayectorias con direcciones radiales de propagación, alejándose de la fuente.

Mientras la trayectoria de una onda se encuentre dentro de un mismo medio, las características y su forma no variarán sustancialmente, y puede representarse elásticamente por una onda compresional y dos ondas tangenciales, por medio de las ecuaciones de onda que correspondan a las características del medio (Del Valle Toledo, 2005).

En el caso de que las ondas sísmicas se propaguen en un medio homogéneo e isotrópico, la función potencial de la onda se puede relacionar con la dilatación Δ y la rotación θ , identificándose dos tipos de ondas que se conocen como ondas longitudinales y ondas transversales respectivamente, aunque frecuentemente también se denominan compresionales a las primeras y de cizallamiento o distorsionales a las segundas (Del Valle Toledo, 2005).

Sí el medio no es homogéneo e isotrópico (heterogéneo y anisotrópico), o estratificado, y estén presentes variaciones en sus propiedades elásticas, las ondas sufrirán modificaciones que dependerán del ángulo de inclinación de la trayectoria con respecto a la estratificación y a la distribución de las propiedades elásticas (Del Valle Toledo, 2005).

En un medio isotrópico y homogéneo las velocidades de propagación de las ondas P y S, dependen de sus propiedades elásticas y tienen los valores siguientes.

$$V_p = \alpha = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Onda longitudinal} \quad \text{Ec. 4.1}$$

$$V_s = \beta = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Onda transversal} \quad \text{Ec.4.2}$$

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

La relación entre estas velocidades es:

$$\frac{\beta^2}{\alpha^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{1}{2} - \sigma \quad \sigma = \text{relación de Poisson}$$

Para los materiales de la corteza terrestre: $0 < \frac{\beta}{\alpha} < 0.7$

Los fluidos son incompresibles por lo que $\mu = 0$, y por lo tanto $\beta = 0$

Como lo indican las ecuaciones, la velocidad de las ondas longitudinales es mayor que la de las ondas transversales por lo que llegan primero a un punto alejado de la fuente sísmica, y posteriormente llegan las ondas transversales. En la tabla 4.1 se muestra algunos valores aproximados de la velocidad de onda P y S en algunas rocas.

Tipo de Roca	Velocidad Onda P (m/s)	Velocidad Onda S (m/s)
Granito	5200	3000
Basalto	6400	3200
Calizas	2400	1350
Areniscas	3500	2150

Tabla 4.1_Velocidades de las onda P y S para diferentes tipos de roca.
(Tomado de Bautista Guachavez, 2011).

4.1.2 Principios básicos de la prospección sísmica

Los estudios y experimentos que se hicieron para identificar las características de la propagación de las ondas sísmicas con el propósito de entender el mecanismo de los terremotos permitió definir a las ondas sísmicas como un movimiento ondulatorio de origen elástico, lo que involucran aplicar los principios que rigen los movimientos ondulatorio y la teoría de la elasticidad.

La propagación de los movimientos ondulatorios se rige por dos principios fundamentales que son el principio de Huyghens y el principio de Fermat. El principio de Huyghens establece que "Todo punto de un frente de onda se comporta como un nuevo centro generador de ondas". El principio de Fermat indica que "El movimiento ondulatorio entre dos puntos sigue la trayectoria de tiempo mínimo".

Estos principios relacionan íntimamente el concepto de onda y el de trayectoria, entendiéndose por frente de onda "el lugar geométrico de todos los puntos que tienen el mismo estado de vibración o igual tiempo de propagación y la trayectoria indica la dirección y sentido de la propagación del movimiento ondulatorio, siendo la trayectoria perpendicular al frente de onda (Del Valle Toledo, 2005).

En un medio homogéneo e isotrópico los frentes de onda sucesivos, a partir de un centro generador, son esféricos y concéntricos, y los desplazamientos de una onda serán proporcionales al incremento de tiempo y a la velocidad de propagación del medio.

En medios no homogéneos y anisótropos los desplazamientos dependerán de la distribución de las velocidades. Al variar las velocidades, los desplazamientos serán diferentes para iguales intervalos de tiempo, cambiando la forma de los frentes de onda subsecuentes y las características de la trayectoria. Utilizando el principio de Huyghens se pueden construir los frentes de onda para cualquier tipo de distribución de velocidades, lo cual es muy importante cuando se analizan medios no homogéneos y anisótropos.

De acuerdo con el principio de Fermat la trayectoria entre dos puntos no necesariamente es una línea recta, lo cual solo se presenta en el caso de un medio homogéneo e isotrópico, y en cualquier otro tipo de medio la trayectoria seguirá por el camino de más alta velocidad que corresponde al tiempo mínimo que depende de la distribución de las velocidades.

Las leyes de la reflexión y la refracción se derivan por el principio de Huygens cuando se consideran un frente de onda que incide sobre una interfase plana. El resultado final es que ambas leyes se combinan en un único planteamiento, en una interfase el parámetro de rayo se debe tener el mismo valor para las ondas incidentes, reflejadas y refractadas (Hatton L., Worthington M., y Makin J. 1988).

La sísmica de reflexión es ampliamente utilizada en exploración geofísica, ya sea sísmica terrestre o marina, cuyo objetivo de la sísmica de reflexión es caracterizar el subsuelo, a partir de los tiempos de arribo de las ondas elásticas (pulsos) generadas artificialmente mediante explosiones, impactos mecánicos o vibraciones cerca de la superficie, y con esto es posible obtener las amplitudes y frecuencias de la onda. El retorno de estas ondas elásticas a la superficie después de reflejarse en las distintas interfaces, y se registran en los sismodetectores (geófonos o hidrófonos) (Figura 4.1).

4.1.3 Principios básicos de las ondas convertidas

Las ondas convertidas se reflejan en las interfaces del subsuelo siguiendo la ley de Snell, que relaciona los ángulos de incidencia, reflexión y transmisión con las velocidades de propagación de las ondas P y S.

Las ondas PS, se generan cuando un frente de onda viaja a través de un medio e incide sobre una interface (una superficie de reflexión) que lo separa de otro medio con distintas propiedades elásticas, en general parte de la energía es transmitida al segundo medio y parte es reflejada (Figura 4.1).

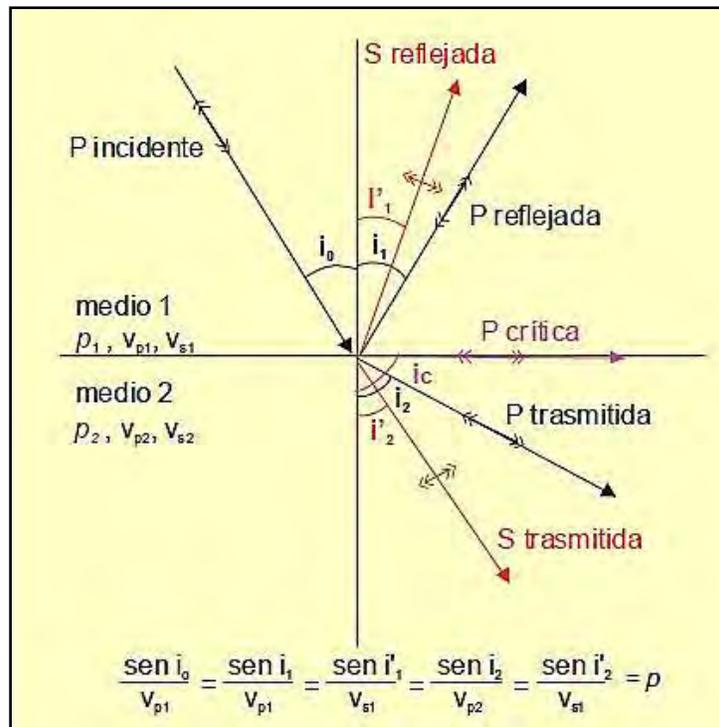


Figura 4.1_Conversión de una onda incidente P (Tomado de Gaya Flores, 2005).

La energía sísmica contenida en la onda P, al incidir en una interface hace que la roca de esa interface presente una deformación. Esta deformación puede ser en el volumen bajo la compresión (lo que genera ondas P) y a su vez ocurre un cambio en la forma (lo que genera ondas S), como las rocas no se deforman fácilmente bajo compresión se espera entonces un cambio en su forma es decir, se genere ondas de cizalla (Bautista Guachavez, 2011).

En el caso de las ondas PS, el ángulo de reflexión de las ondas S no es igual al ángulo de incidencia de las ondas P. Una onda S siempre se refleja más verticalmente de lo que lo haría una onda P, porque la velocidad de propagación de una onda S es inferior a la de una onda P. Esta asimetría complica la adquisición y el procesamiento de los levantamientos de ondas convertidas (Oilfield Review, 2004).

4.1.3.1 Principio de reciprocidad

La onda convertida cumple el principio de reciprocidad acústica el, cual establece que “Si sobre un cuerpo elástico actúa una causa en un punto A, la deformación que se produce en otro punto del sistema B es igual a la que se produciría en A si la causa actuase en B” (J. C. Maxwell, 1992). En otras palabras, el principio de reciprocidad establece que “el tiempo empleado por la onda en su recorrido entre dos puntos cualesquiera en un sentido, debe ser igual al tiempo empleado en recorrer el camino entre los mismos puntos, en el sentido contrario”, criterio que se indicó que debe cuidarse al construir la gráfica en el caso de los tiempos extremos.

En la figura 4.2 se observa que el rayo incidente P que sale de la ubicación X^a viaja hasta el punto Y donde se refleja a la vez que se subdivide en dos ondas, una de ellas como onda P y la otra como onda S. Donde la onda P reflejada es captada en la ubicación X^d y la onda convertida PS es captada en la ubicación X^c .

Si la onda P fuese originada en el punto X^d , las dos ondas reflejadas se captarían en la ubicaciones X^a para la onda P y X^b para la onda convertida PS, así vemos como se cumple el principio de reciprocidad para ondas convertidas. Si se intercambian las posiciones de una fuente y un receptor, la señal recibida en el receptor será la misma.

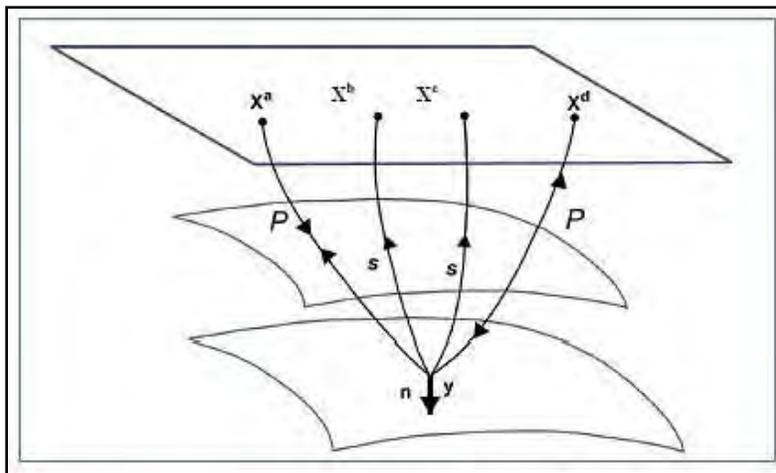


Figura 4.2_ Trayectoria de rayo de una onda P incidente y ondas P, S y PS reflejadas.
(Tomado de TESSMER y BEHLE, 1988).

El que las ubicaciones de los puntos de llegada de las ondas reflejadas P y PS no sean el mismo, se interpreta como una anisotropía inherente al tipo de onda que se propaga (compresional o cizalla). Esta anisotropía está dada con la velocidad con la que se propaga cada tipo de onda (Bautista Guachavez, 2011).

4.1.3.2 Punto de reflexión común para la onda convertida PS

El diseño de levantamiento de datos multicomponente es similar al de la sísmica convencional, pero hay que tener en cuenta la reflectividad, las trayectorias de rayos asimétricas y las longitudes de ondas (Stewart et al., 2002).

Existe la suposición de que un sensor tipo triaxial es usado en la adquisición multicomponente el cual detecta un frente de onda P y S proveniente del mismo punto en profundidad donde los rayos inciden con ángulos θ_{pp} e θ_{ps} (Figura 4.3),.

Si se separan las tres componentes, la vertical (onda P) y las dos horizontales (ondas S), se pueden aplicar las técnicas convencionales de procesamiento para ondas P, en la cual se agrupan las trayectorias en un punto medio común (CMP); pero en el caso de las dos componentes horizontales el agrupamiento por CMP debe ser reevaluado, si se quiere procesar ondas convertidas. Como se verá más adelante una solución la da el concepto de punto de conversión común (CCP).

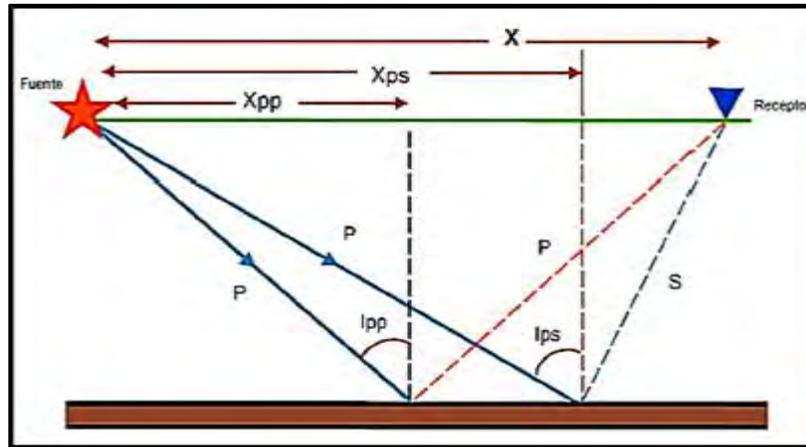


Figura 4.3_ Trayectorias de los rayos PS que llagan a un mismo receptor. (Tomado de Tessmer y Behle, 1988).

4.1.3.2.1 Deducción geométrica del punto de reflexión - conversión

Algunos autores (BEHLE & DOHR, 1985) han discutido los problemas asociados con el agrupamiento de datos de onda convertida por puntos de reflexión común Vs puntos de conversión común. Como se verá el agrupamiento depende de la profundidad del reflector de las velocidades de la onda compresional V_p y la onda de cizalla V_s y de la proporción V_p/V_s .

En la figura 4.4 se observa que el punto medio de las ondas P difiere del punto de conversión de las ondas S, para un mismo par fuente-receptora. Esta asimetría se puede explicar usando ley de Snell mostrada en la ecuación 4.3.

$$\frac{\text{Sen}(\theta)}{V_p} = \frac{\text{Sen}(\phi)}{V_s} \quad \text{Ec. 4.3}$$

En donde θ es el ángulo de incidencia de la onda P, ϕ es el ángulo de reflexión de la onda S, V_p es la velocidad de la onda P y V_s es la velocidad de la onda S. En un mismo material, V_s es menor que V_p , por tanto, la onda S llega al mismo receptor con un ángulo más vertical y el punto medio es diferente al punto de conversión.

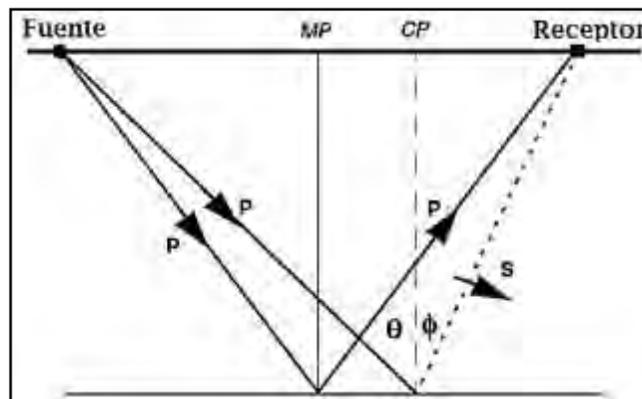


Figura 4.4_ Punto medio (MP) de las ondas P Vs el punto de conversión (CP) de la onda S reflejada (Tomado de Stewart et al, 2002).

En la figura 4.5 se muestra la geometría de los trayectos de los rayos PP y P-SV donde las reflexiones se dan en una capa horizontal homogénea. Utilizando la aproximación asintótica (Fromm et al., 1985), la ubicación del punto de conversión X_{ps} , está dada por la ecuación 4.4.

$$X_{ps} = \frac{r}{1 + \frac{V_s}{V_p}} \quad \text{Ec. 4.4}$$

En donde, X_{ps} es la distancia de la fuente al punto de conversión, r es el offset (distancia fuente-receptor), V_p es la velocidad de las ondas P y V_s es la velocidad de las ondas S. Esta ecuación representa una aproximación válida para grandes profundidades, con respecto al offset.

La ecuación 4.4 no tiene en cuenta la variación de V_s/V_p con la profundidad, ya que solo depende de la distancia fuente-receptor y de la proporción V_s/V_p ; el incluir el parámetro de profundidad es el aporte de BEHLE y DOHR en 1985.

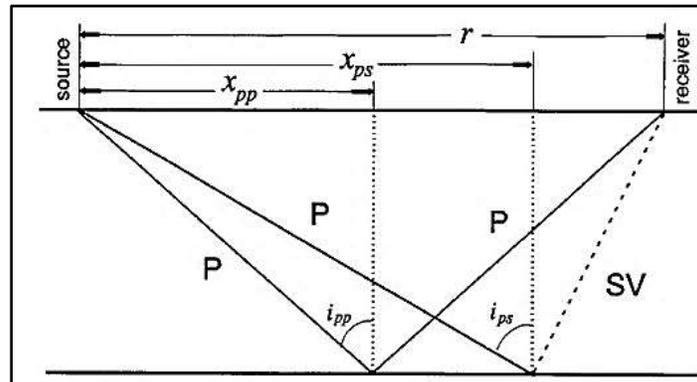


Figura 4.5_Geometría que presentan los trayectos de los rayos PP y P-SV para una capa horizontal homogénea (Tomado de C. Lawton, 1991).

En la figura 4.6 se muestra que el punto de conversión común para la onda convertida muestra un desplazamiento lateral para el incremento del offset. Los puntos de reflexión de las ondas convertidas (P-S) varían con el incremento de la profundidad. A medida que aumenta la profundidad, los puntos de conversión común, que son aquellos puntos de reflexión convergen asintóticamente a la línea vertical CCP.

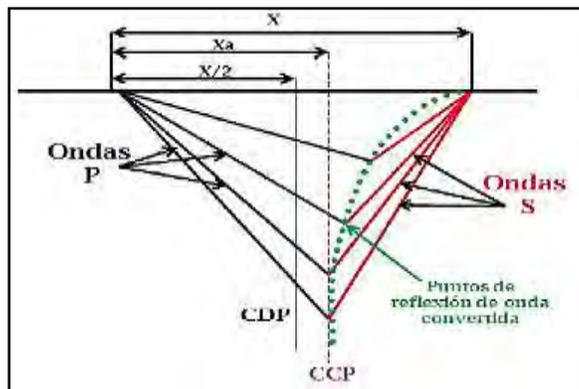


Figura 4.6_Comportamiento asintótico del punto de conversión. (Tomado del Manual de Focus, 2007).

En la figura 4.7 se muestra la asimetría en la geometría que presenta la trayectoria de los rayos para las ondas P y S, que resultado de que el ángulo de incidencia de la energía descendente (α) no es igual al ángulo de reflexión de la energía ascendente (β) (PDVSA CIED, 1999).

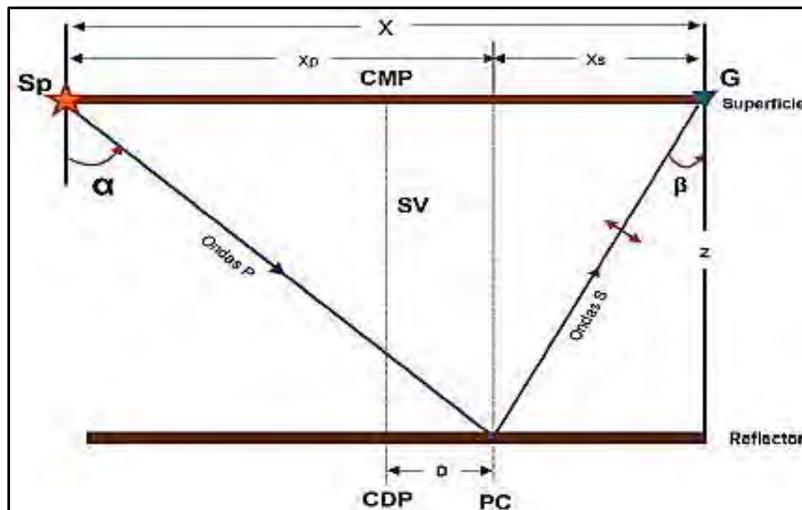


Figura 4.7_Trayectoria de rayo de una onda PS (Tomado de TESSMER & BEHLE, 1988).

A continuación se mostrará de manera breve, la deducción del punto de conversión de un reflector horizontal en función de la profundidad (z) del reflector y la razón v_p/v_s para un offset dado X . Para ello, se consideró una capa horizontal, de espesor Z , velocidad compresional v_p , velocidad de cizalla v_s . En la cima de esta capa se incide una onda compresional P, con un ángulo α , y se refleja en la base, en el punto CP, y en el cual se produce una onda de cizalla S, emergiendo a la superficie con un ángulo β y una velocidad v_s .

A partir de la figura 4.7, se puede plantear lo siguiente:

$$X = x_p + x_s \rightarrow x_p = X - x_s \quad \text{Ec. 4.5}$$

Por otra parte $x_p = D + \frac{X}{2}$ Ec. 4.6

Despejando D (corrección al punto medio) $D = x_p - \frac{X}{2}$ Ec. 4.7

Por otro lado: $\tan \beta = \frac{x_s}{z} \rightarrow x_s = z \tan \beta$ Ec. 4.8

Rescribiendo Ec. 4.7; se tiene que $D = (X - x_s) - \frac{X}{2} \rightarrow D = \frac{X}{2} - x_s$ Ec. 4.9

Por lo tanto: $D = \frac{X}{2} - z \tan \beta$ Ec. 4.10

De la figura 4.8 se obtiene: $\tan \beta \rightarrow \tan \beta = \frac{\tan \alpha}{\sqrt{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + \left(\frac{v_p^2}{v_s^2} - 1\right) (\tan \alpha)^2}}$ Ec. 4.11

De la figura 4.7 se plantea lo siguiente: $\tan \alpha = \frac{x_p}{z}$; $x_p = D + \frac{X}{2}$ Ec. 4.12

$$\text{Así se tiene que: } \tan \beta = \frac{\left(D + \frac{X}{2}\right)}{z \sqrt{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + \left[\frac{v_p^2}{v_s^2} - 1\right] \frac{\left(D + \frac{X}{2}\right)^2}{z^2}}} \quad \text{Ec. 4.13}$$

Sustituyendo la Ec. 4.13 en la 4.10 se tiene que: $D = \frac{X}{2} - z \tan \beta$

$$\text{Por lo que } D = \frac{x}{2} - Z \left\{ \frac{\left(D + \frac{X}{2}\right)}{z \sqrt{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + \left[\frac{v_p^2}{v_s^2} - 1\right] \frac{\left(D + \frac{X}{2}\right)^2}{z^2}}} \right\} \quad \text{Ec. 4.14}$$

$$\text{Obteniendo } D = \frac{x}{2} - \left\{ \frac{\left(D + \frac{X}{2}\right)}{z \sqrt{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2 + \left[\frac{v_p^2}{v_s^2} - 1\right] \frac{\left(D + \frac{X}{2}\right)^2}{z^2}}} \right\} \quad \text{Ec. 4.15}$$

Despejando D de Ec. 4.13 se tiene un polinomio de grado 4; final de todo un proceso matemático se llega a que así la distancia horizontal (Xp) desde el punto fuente al punto de conversión es:

$$x_p = D + \frac{X}{2} \quad \text{Ec. 4.16}$$

Para un mejor análisis, el comportamiento asintótico del punto de reflexión, fue recalculado, para cada traza, en función de la variable G y de un offset dado (Zhang, 1992).

$$X_a^2 = \frac{\sqrt{1 + \frac{1-G}{1+G} GT_{PS}(0)(V_p^2)}}{G + \sqrt{1 + \frac{1-G}{1+G} GT_{PS}(0)(V_p^2)}} X_a^{n-1} \quad \text{Ec. 4.17}$$

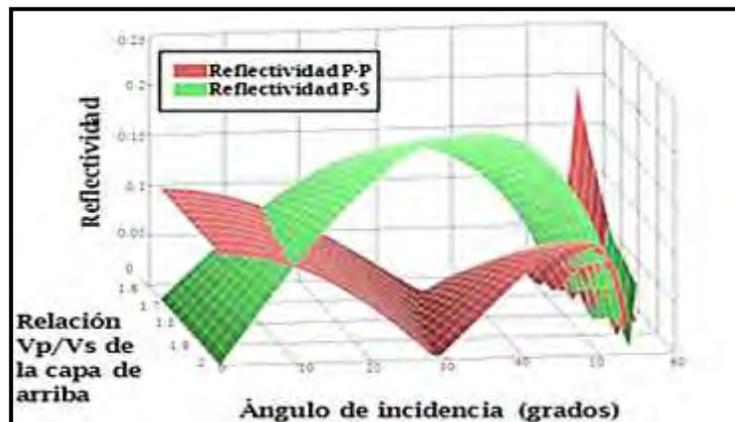
En donde, G es la relación (Vp/Vs), Xa es la distancia de la fuente al punto de reflexión, Tps(0), es el doble tiempo de viaje al offset cero, Vp es el campo de velocidad compresional y n representa el número de traza o muestra en tiempo. Con respecto a la reflectividad de las ondas convertidas P-S, las amplitudes varían sinusoidalmente según la ecuación de Zoeppritz, definida por una interfase (Stewart et al., 2002).

$$R_{PS} = -\frac{v_p \tan \theta}{2 v_s} \left[\left(\left(1 + \left(-\frac{2(\sin \theta)^2}{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2} + \frac{2 \cos \theta \cos \theta}{\frac{v_p}{v_s}} \right) \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + 2 \left(-\frac{2(\sin \theta)^2}{\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2} + \frac{2 \cos \theta \cos \theta}{\frac{v_p}{v_s}} \right) \frac{\Delta v_s}{v_s} \right) \right]$$

En donde, θ es el ángulo de incidencia de la onda P, ϕ es el ángulo de reflexión de la onda S, V_p es el promedio de la velocidad de onda compresional de la interfaz, V_s es el promedio de las velocidad de onda de cizalla de la interfaz, ΔV_s es la diferencia entre la V_s de la capa inferior y la V_s de la capa superior a la interfaz, ρ es el promedio de las densidades de la interfaz y $\Delta\rho$ es la diferencia entre las densidades de la capa superior e inferior.

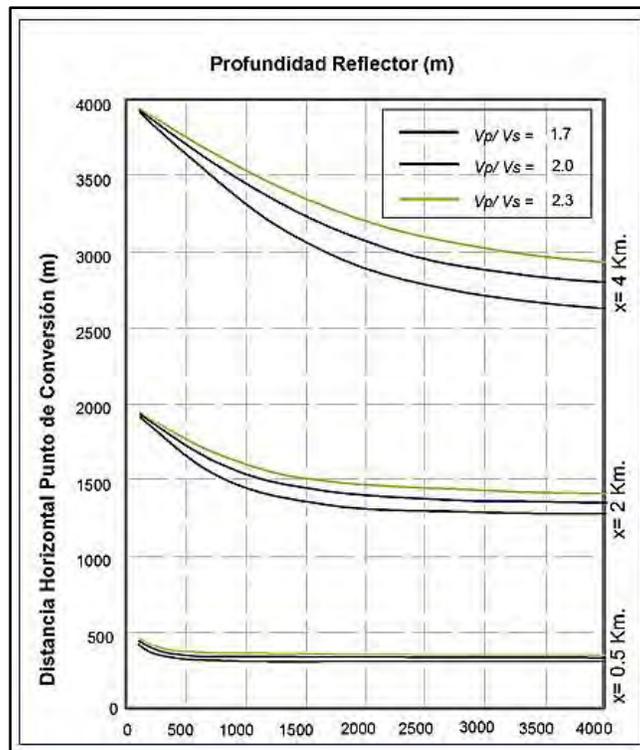
En la gráfica 4.1, se observa como la reflectividad de la onda convertida PS aumenta con el ángulo de incidencia o lo que es lo mismo, se eleva con el offset. Este comportamiento de las ondas convertidas, se debe tomar en cuenta en el diseño de configuraciones de adquisición sísmica multicomponente, de manera de poder registrar señales de onda convertida con amplitudes mayores y así obtener mejoras en la relación señal/ruido de los datos multicomponente adquiridos (Rodríguez Rahal, 2012).

La relación V_p/V_s varía según el grado de compactación de las rocas. Para materiales consolidados y menos litificados (más profundos), la relación V_p/V_s puede variar entre 1.8 y 2.5. Si los materiales son menos consolidados y menos litificados, se tiene una relación V_p/V_s mayor, que puede variar entre 2.5 y 5. En cuencas sedimentarias, es común observar V_p/V_s altos para reflectores someros y V_p/V_s menores para reflectores profundos (Herrera y Cooper, 2010).



Gráfica 4.1_Variación de la reflectividad con el ángulo de incidencia, para la Onda PP, y la onda P-S, modelado para una interfaz (Tomado de CREWES, 2011).

En la gráfica 4.2, se muestra la ubicación de los puntos de conversión de onda PS a partir de la ecuación (4.14) en función de la profundidad del reflector, para tres distancias fuente- receptor (0.5 Km, 2 Km y 3 Km), y tres diferentes valores de V_p/V_s (1.7, 2.0 y 2.3). El rango entre 1.7 y 2.3 puede considerarse como representativo para V_p/V_s (Miller, 1996). Por ejemplo, cuando la profundidad del reflector es 2.3 km y la razón V_p/V_s es igual a 2.0, la distancia horizontal del punto de conversión es 3005 m, cuando la distancia fuente-receptor es 4.0 Km.



Grafica 4.2_Ubicación del punto de conversión P-S, en función de la profundidad del reflector (Tomado de Bautista Guachavez, 2011).

Por ejemplo para un reflector a una profundidad a 2300 m, una distancia fuente receptor de 4000 m, con una relación V_p/V_s de 2.0, de obtiene un valor para X_p de 3005, pero si el valor V_p es de 1.7, se tiene que X_p es 2872.7 m.; existe una variación 132 m (Grafica 4.2). Esto hace pensar en verificar la sensibilidad de la corrección D a los parámetros que la definen como son la profundidad del reflector, la distancia fuente receptor y el valor V_p/V_s .

4.1.4 Importancia de la onda de corte en la sísmica multicomponente

La correlación entre las velocidades de la onda elástica y las propiedades petrofísicas de la roca, se puede establecer la forma como se propagan las ondas sísmicas. En el caso de las ondas S, el desplazamiento de una partícula en el medio es perpendicular a la dirección de propagación; lo que implica que la roca experimente un esfuerzo cortante, el cual cambia su forma pero no su volumen (Bautista Guachavez, 2011).

Sin embargo, algunas veces, pueden desplazarse en un solo plano, en cuyo caso se dice que las ondas están polarizadas. La componente vertical de la onda de cizalla se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH (Figura 4.8). Usualmente la onda de cizalla tiene mayor amplitud que la onda compresional, excepto en el caso de las explosiones, que generalmente excitan ondas P de gran amplitud (Bautista Guachavez, 2011).

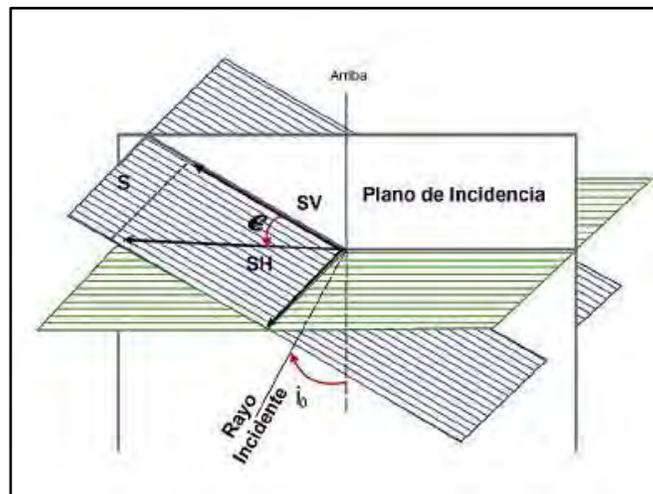


Figura 4.8_Geometría de rayo para una onda de cizalla S y sus componentes SV y SH y i_0 , denota el ángulo de incidencia (Tomado de ILCE, 2011).

Las ondas de corte aportan conocimientos adicionales a un levantamiento sísmico porque las ondas compresionales y las ondas de corte muestrean diferentes propiedades de las rocas. La velocidad de las ondas compresionales es una función de la densidad, el módulo de corte y el módulo volumétrico de un medio.

El módulo volumétrico es sensible a la compresibilidad del fluido, lo que hace que las ondas P sean extremadamente sensibles al contenido de fluidos de una roca. La doble dependencia con respecto a la compresibilidad del fluido y el módulo de corte permite que las ondas P se propaguen tanto en sólidos como en líquidos (Oilfield Review, 2004).

La velocidad de las ondas de corte es una función de la densidad y del módulo de corte del medio; una onda de corte es prácticamente insensible al contenido de fluidos de una roca. En una formación dada, la velocidad y la reflectividad de las ondas de corte permanecen inalteradas independientemente de que la formación contenga gas, petróleo o agua. Sin embargo, las ondas S sólo viajan en medios con módulos de corte distintos de cero de manera que pueden originarse y propagarse solamente en los sólidos (Oilfield Review).

Las ecuaciones que describen las velocidades de las ondas P y S, en el caso en el que las propiedades elásticas del medio sean constantes, un incremento en la densidad de la roca producirá una disminución en las velocidades V_p y V_s . Lo cual, no se evidencia experimentalmente, ya que se observa que las velocidades generalmente se incrementan con la densidad, esto se debe a que un incremento en la densidad va acompañado de un incremento proporcional en el módulo de rigidez (k) de la roca (Bautista Guachavez, 2011).

Un ejemplo de lo anterior es el incremento de la densidad de un sedimento como resultado del enterramiento, compactación, cementación y litificación, lo que coincide con un incremento en la rigidez (k) de una roca; las velocidades sísmicas V_p y V_s se incrementan.

La relación de Poisson (σ) se obtiene a partir de los parámetros elásticos de la roca; la relación de Poisson puede relacionarse con la velocidad de las ondas P y S de la siguiente manera (Miller, 1992; Sheriff, 1995):

$$\sigma = \frac{0.5 \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \quad \text{Ec. 4.19}$$

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \quad \text{Ec. 4.20}$$

Estas relaciones son no lineales (presentan términos cuadráticos) y además V_p/V_s aumenta al incrementar σ . Así, se espera que en algunas rocas, como los sedimentos no consolidados (arcillas), presenten altos valores de V_p/V_s , y en las rocas duras, tal como las rocas clásticas consolidadas y carbonatos, haya valores bajos de V_p/V_s (Bautista Guachavez, 2011).

La relación V_p/V_s se ve afectada por el tipo de roca, tanto V_p como V_s disminuyen conforme la porosidad aumenta; pero la disminución relativa de cada uno depende de factores como: la geometría de poros y el contacto de grano. De otra parte el valor V_p/V_s puede aumentar, disminuir o permanecer constante bajo incrementos de la porosidad (Bautista Guachavez, 2011).

La presencia de arcilla reduce tanto la velocidad V_p como V_s . Dado que el efecto primario de la arcilla es reducir el módulo de rigidez, aumentando la proporción V_p/V_s . Tanto V_p como V_s muestran un aparente aumento con la densidad; esto se debe a que el aumento en el módulo volumétrico y el módulo de rigidez, tienden a ser proporcionalmente mayor que el incremento en la densidad.

La correlación entre v_p y la densidad (ρ) descrita por las relación de Gardner ($\rho = a V^{1/4}$), es válida para rocas elásticas, pero no para evaporitas (anhidrita, yeso, sal) y carbonatos (carbón, turba, lignita), la relación de Gardner es usada frecuentemente para obtener valores de densidad a partir de sismogramas sintéticos o inversión (Sheriff, 1995). Finalmente, la presencia de gas en el espacio poroso de la roca reduce el módulo volumétrico, así que, V_p disminuye en tanto que V_s permanece constante.

Debido a la diferencia en la trayectoria de viaje, longitud de onda y reflectividad, las secciones sísmicas de onda convertida, (PS), podrían mostrar cambios geológicos importantes en las amplitudes o en la caracterización de los eventos, que no aparecen en secciones PP convencionales. Además, las secciones sísmicas de onda convertida, son de gran utilidad, para trabajar en zonas complejas, donde la calidad de los datos sísmicos convencionales es pobre y la interpretación de éstos no es clara. (Miller, 1996).

El diseño de configuraciones de adquisición multicomponente, es similar al de ondas P, sin embargo se debe tener en cuenta el comportamiento de la reflectividad de los eventos de onda convertida, ya que a ciertos offsets (distancia fuente-receptor) se presentan cambios de fase en las reflexiones. Al momento del apilado del evento sísmico, se suman trazas con otras de polaridad opuesta que por interferencia destructiva de la energía, se genera una disminución de las amplitudes

en los reflectores de interés. Esto se traduce en un importante deterioro de la calidad de las secciones apiladas de onda P-S. Por esta razón, se debe tener cuidado en la determinación del offset máximo de adquisición de datos sísmicos multicomponente, ya que no necesariamente para offsets máximos de mayor magnitud se obtienen los mejores resultados de las secciones apiladas.

4.2 Método sísmico multicomponente

El método sísmico convencional, mide el tiempo de tránsito de las ondas acústicas compresionales (ondas P) en el subsuelo de un punto a otro, ha sido la herramienta más importante para obtener imágenes del subsuelo; en ocasiones no muestra buenos resultados y aunque muchos de los yacimientos han sido descubiertos, caracterizados y monitoreados en la etapa de explotación a través de las ondas P; como resultado de la evolución de la tecnología que pasó de los métodos bidimensionales y tridimensionales (2D y 3D) a los métodos sísmicos de repetición (técnica de lapsos de tiempo) o de cuatro dimensiones (4D), disponibles hoy en día; por muy poderosa que pueda ser la tecnología de ondas P convencional, no puede resolver todos los problemas de generación de imágenes sísmicas para la descripción de yacimientos petroleros (Oilfield Review, 2004).

Los primeros intentos prácticos para utilizar las ondas S en la industria de exploración y producción se remontan a la década de 1950, en que los geofísicos realizaban experimentos con componentes múltiples en tierra. En esos experimentos, una fuente oscilante, o fuente de ondas de corte, generaba ondas de corte directas que se reflejaban en profundidad y eran registradas en la superficie. Desde esos primeros intentos, numerosos levantamientos sísmicos de componentes múltiples en tierra resultaron técnicamente exitosos, pero su adquisición es complicada (Oilfield Review, 2004).

En la figura 4.9 se aprecia el recorrido general del desarrollo de la sísmica multicomponente y el procesado de la onda convertida, se establece desde los comienzos de 1980. Las bases teóricas fueron propuestas en el siglo XIX con los trabajos de Green, Poisson entre otros; solo a mediados del siglo XX surgieron trabajos referidos a onda S, hasta lograr centrar la atención en el modo de conversión de onda compresional a onda de cizalla a finales del siglo XX, alcanzando el nivel comercial en la primera década del siglo XXI (Bautista Guachavez, 2011).

La adquisición como el procesado de la onda convertida fue inicialmente considerado secundario frente al de ondas S puras, pero el aumento en el número de canales de los equipos de adquisición, la reducción en el costo de las fuentes de energía y los sensores multicomponente, condujo a la viabilidad económica de las campañas sísmicas multicomponente e hizo que la atención se centrara en las ondas convertidas PS, dado su potencial aplicación en la caracterización sísmica de yacimientos (Stewart & Gaiser, 1999).

ONDAS CONVERTIDAS		
Etapa teórica Onda S	1800 Ecuaciones de movimiento P y S (Cauchy, Stoke, Green Kirchhoff, Rayleigh)	
	1825 Velocidad, Reflexión y Refracción de ondas elásticas (Poisson)	
	1897 Identificación en registros de campo de ondas P, S y superficie (Olcham)	
	1900 Ondas P y S en sismología de terremotos	
	1943 Registros de pozo para onda S (Horton)	
	Etapa experimental Onda S	1950 Exploración multicomponente 2D-3D (Dobrin, Ricker)
		1960 Imágenes estructurales de velocidades con vibros para onda S
		1973 Estudios de velocidad y tiempo de viaje de onda P y S (Al-chalabi)
		1977 Adquisición de ondas S (Conoca)
	Etapa comercial Onda S	1979 Adquisición de ondas S (Ensley)
1980 Adquisición de ondas S (ARCO)		
1980 Estudios del modo de conversión P-S (Nefedkina)		
1985 Punto de conversión común, modelo de conversión onda P-S (Behle, Dorh, Garotta)		
Expansión del método de procesado onda P-S		1990 Desarrollo de aplicaciones para ondas P-S (EXON)
	2000 Migración post-apilado para ondas P-S (Steward, Cary)	
	2006 Patentes para procesado de onda P-S (Vvertas, Western)	
	2006 Patente solución exacta de la ecuación del punto de conversión (Chun-Fang Yun)	
	2008 Migración pre-apilado en tiempo para onda P-S (Western)	
	2009 Estudios de las corrección para onadas P-S (De Meersman)	
	2010 Migración 3D pre-apilado en tiempo y en profundidad para onda P-S (Western)	

Figura 4.9_Evolución histórica del procesado de sísmica multicomponente.
(Tomado de Stewart y Gaiser, 1999).

Entre las ventajas del uso de este tipo de técnica está: visualización a través de nubes en yacimientos de gas, optimización en la localización de los pozos, determinación de litologías, estudios de anisotropía, entre otros aspectos. Otra ventaja en el uso de este método es obtener información sobre fracturas naturales, cuya información es muy importante durante las etapas de perforación y operaciones de cementación; ya que las fracturas naturales abiertas pueden causar problemas de pérdida de circulación, pérdida de fluidos de perforación y pérdida potencial de pozos (Bratton et al., 2006).

Existen yacimientos en tierra en donde se produce hidrocarburos en formaciones de calizas de cuenca; como en el caso de México con los campos Tamaulipas-Constituciones, el campo Sen, Pachira, Terra y Tajón; en donde para estos casos quizás la exploración inicial de los campos se hizo implementando campañas de adquisición de datos sísmicos convencionales para su ubicación. Pero sin duda fue necesaria la aplicación de la sísmica multicomponente; ya que para evaluar el mejor método de perforación de pozos y ponerlos a producir es indispensable conocer a detalle el sistema poroso que presentan este tipo de formaciones.

4.2.1 Adquisición de datos sísmicos multicomponente

En la adquisición de datos sísmicos multicomponente se captura el campo de onda de manera vectorial en comparación con el método sísmico convencional (solo componente vertical). En esta técnica se registra el movimiento de la partícula en sus tres direcciones (x, y, z). Los datos de componentes múltiples permiten separar las distintas polarizaciones del campo de ondas con aplicaciones útiles en la obtención de imágenes estructurales, en determinación litológica y fluidos de saturación, y en general en la caracterización de yacimientos.

La adquisición de este tipos de datos es posible hacerlo tanto tierra como en el mar, solo que entre uno y otro existen diferencias, tanto en la forma de tomar los datos como en el tipo de equipo a utilizar. En este tipo de adquisición se usan fuentes sísmicas convencionales, pero tienen un mayor número de canales de grabación y diversas técnicas de procesamiento aplicadas a este tipo de datos, entre ellas el análisis de velocidad hiperbólica, rotaciones anisotrópico, binning asimétrico, entre otras (Lawton, 1999).

En la adquisición terrestre los tipos de fuente incluyen explosiones, fuentes de impacto y vibraciones y se registra energía en tres receptores con distinta orientación. En la adquisición marina la fuente corresponde típicamente a descargas de pistolas de aire, mientras que los receptores consisten de grupos de cuatro componentes: un hidrófono y tres geófonos. En datos marinos la interpretación de ondas S registradas por los geófonos horizontales se realizan en forma indirecta mediante el análisis de ondas P-S u ondas convertidas, que son ondas incidentes P y reflejadas S.

Si bien la interpretación de secciones P y PS son complementarias, el análisis de ondas convertidas difiere del procesamiento estándar de registros de ondas P. Por lo tanto la secuencia sísmica que incluye diseño de la adquisición, procesamiento e inversión de datos para ondas convertidas se debe formular con respecto a la trayectoria de propagación PS.

La adquisición de datos en el mar se complica un poco ya que debido a que las ondas de corte (S) no se propagan a través del agua, los cables sísmicos marinos remolcados no pueden registrarlas. Por lo tanto, se coloca un cable de adquisición de datos sísmicos directamente sobre el fondo mar para conectar mecánicamente los receptores a la tierra. Cada estación de registradores contiene un hidrófono que registra los datos de onda P y geófonos que registran el movimiento de las partículas en tres direcciones ortogonales entre sí: X, Y, Z (Oilfield Review, 2002).

El geófono de componente Z registra el movimiento de las partículas en la dirección vertical, respondiendo en primer término a las ondas P. Los geófonos de las componentes X e Y registran el movimiento de las partículas en las direcciones ortogonales horizontales y responden predominantemente a la onda S. Los datos de componentes múltiples ayudan tener estimaciones más confiables de la relación V_P/V_S y potencialmente proporciona información acerca de la densidad de la formación.

En la figura 4.10 se muestra de forma básica la adquisición de datos de componentes múltiples en el mar; en donde la fuente sísmica es de ondas P y el cable de grabación está en el fondo del mar, y donde cada sensor comprende de tres geófonos orientados ortogonalmente entre sí, a además de un hidrófono. La ondas P son detectas principalmente por el geófono de componente vertical (Z) y el hidrófono, mientras que las ondas S son detectadas por los geófonos de componentes X-Y.

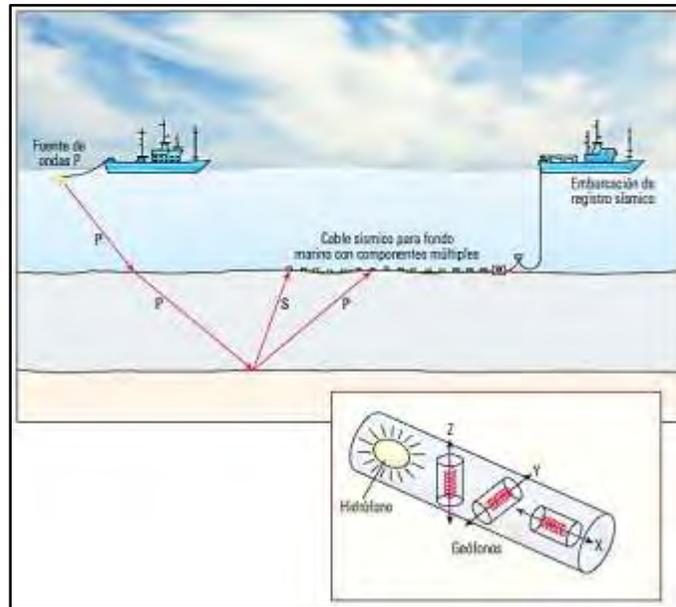


Figura 4.10_Detección de ondas convertidas por sensores de fondo marino. En las interfaces del subsuelo, las ondas P incidentes se reflejan y transmiten como ondas P y además se trasforman parcialmente en ondas S. Estas son detectadas por receptores de fondo marino sensibles a los componentes múltiples del movimiento (Oilfield Review, 2004).

La adquisición terrestre de datos de componentes múltiples favorece a los perfiles sísmicos verticales (VSP) y VSP inverso. Los registros VSP han sido usados por la industria del petróleo desde el siglo pasado, suministrando únicamente imágenes de la onda acústica (P) ya que la herramienta correspondiente para adquirir onda de cizalla (S) ha sido desarrollada recientemente; en la figura 4.11 se muestra un modelo de cómo se comportan las ondas reflejadas PP y las PS para un registro VSP (Rev. Acad. Colomb. Cienc.: vol. 35, núm.134; 2011).

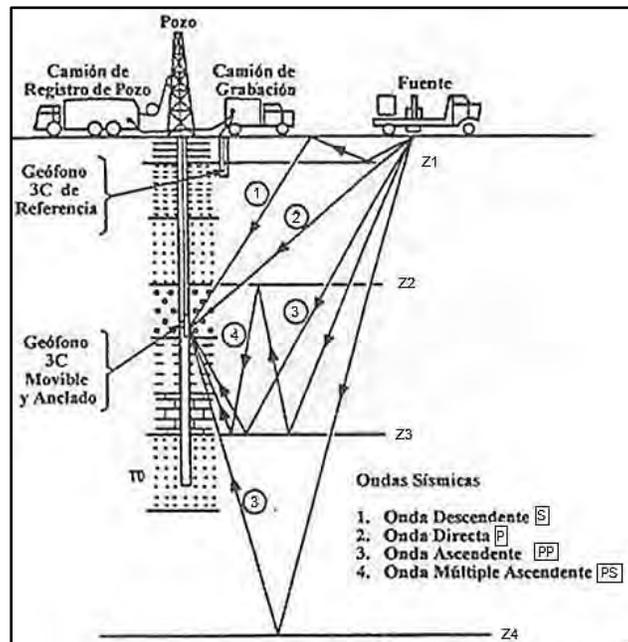


Figura 4.11_Esquema que muestra la geometría VSP. Muestra las ondas reflejadas P-P y ondas P-S. (Tomado de Geiser et al, 1985).

En yacimientos es frecuente que la respuesta de algunas litologías a la onda P no permita discernir los topes de las formaciones debido al bajo contraste de impedancia acústica. Una razón es que en el VSP con onda P la señal obtenida en la configuración de receptores y fuentes se atenúa por la doble trayectoria seguida por las ondas (descendentes y ascendentes), así como también que la conversión de tiempo profundidad se hace con velocidades estimadas lo que induce un porcentaje de error al amarrar el pozo con la sísmica. Sin embargo el mayor contraste de impedancia elástica provee una imagen de ondas de S que permite caracterizar el yacimiento lo que ha incrementado su uso (Martínez J., O. Almanza, y L. Montes, 2011).

Las primeras operaciones de adquisición de datos de las ondas de corte en ambiente marino, fueron registradas a comienzos de la década de 1970, en donde se tenía un buque como fuente y otro buque como receptor, el cual contaba con sismodetectores o cables de fondo marino (por sus siglas en ingles OBS's) que se lanzaban por la borda de la embarcación. En la actualidad estas operaciones de adquisición siguen requiriendo de dos buques, solo que el buque receptor cuenta con un vehículo de operación remota para colocar con firmeza cada cable de fondo marino o nodo, en el lecho marino (Oilfield Review, 2004).

Otra variedad de sistema de registro marino de ondas de corte, denominado sistema a cable, se basa en la tecnología de adquisición de registros de pozos y utiliza sensores de componentes múltiples acondicionados en cilindros de acero conectados por un cable conductor de alta resistencia (Oilfield Review, 2004).

A partir de los sistemas de dos componentes surgió un tipo diferente de tecnología de cable para lecho marino conocida como cables fijos, que fueron diseñados para mejorar la adquisición de ondas P en aguas someras mediante el registro con un hidrófono y un geófono. Una versión de cuatro componentes utilizada por primera vez a nivel comercial en 1996.

La tecnología usada en la adquisición de datos sísmicos marinos de componentes múltiples se ha venido desarrollando desde hace algunos años y se le conoce como cables de fondo marino "OBC". Estos cables despliegan una versión de cable relleno de fluido sobre el fondo del mar, y tienen sensores con tres geófonos-acelerómetros (GAC) y un hidrófono (Oilfield Review, 2004).

Los tres GAC's ortogonales, denominados X, Y y Z miden los arribos del campo completo de las ondas. Las orientaciones de cada GAC son medidas por separado, de tal manera que es posible rotar matemáticamente los datos registrados para obtener tres nuevos componentes ortogonales de datos; uno vertical y dos horizontales, estando uno de los componentes horizontales alineados en la dirección de propagación de las ondas. El hidrófono, sensible a los cambios producidos en la presión del fluido, provee una medición adicional al movimiento de las ondas P (Oilfield Review, 2004).

En la adquisición marina las fuentes más utilizadas son descargas de pistolas de aire, mientras que los receptores consisten de grupos de cuatro componentes, un hidrófono y tres geófonos. Estos sistemas de adquisición sísmica se conocen

como tecnología marina de cuatro componentes (4C), que es sinónimo de tecnología de componentes múltiples. En la figura 4.12 se muestra los tres geófonos ortogonales entre sí; los cuales registran todos los tipos de onda (PP, PS, SS).

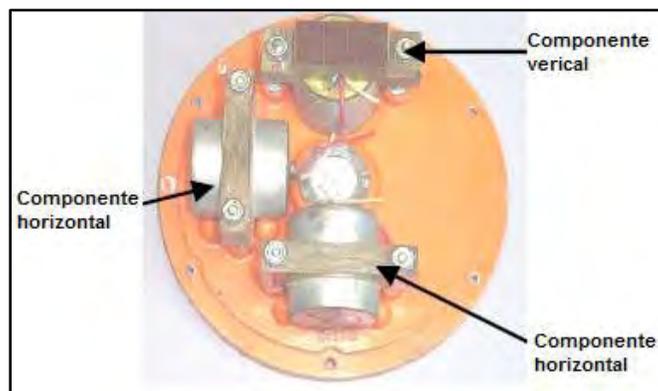


Figura 4.12_Geofono multicomponente (Tomado de la tesis "Análisis de velocidad en un medio anisótropo de tipo VTI para ondas PP y PS; 2007).

Los levantamientos de componentes múltiples marinos requieren varios pasos para la adquisición de datos de alta calidad. Antes de cada levantamiento, un estudio de reconocimiento con sonar de barrido lateral examina el fondo marino e inspecciona las potenciales ubicaciones del cable de fondo marino (Oilfield Review, 2004).

La embarcación de registro sísmico o embarcación receptora (Figura 4.12) con capacidad de posicionamiento dinámico despliega los cables a medida que se desplaza a lo largo de las posiciones de las líneas receptoras seleccionadas. Durante el despliegue de los cables, la embarcación adquiere datos de posiciones de los transpondedores (transmisores-receptores) de los cables de fondo marino para asegurarse de que se hallen en la posición correcta (Oilfield Review, 2004).

Una vez instalado el primer cable en su lugar, se conecta su extremo a una boya mientras la embarcación despliega un segundo cable, generalmente paralelo al primero. La mayoría de los levantamientos de componentes múltiples se adquieren con dos a seis cables activos sobre el fondo del mar. Una vez instalados todos los cables, se fijan sus extremos a la embarcación de registro sísmico de modo de poder registrar los datos provenientes de todos los cables. El cable adicional permite que la embarcación de registro sísmico se aleje del curso de la embarcación emisora sin mover los detectores de fondo marino (Oilfield Review, 2004).

La embarcación emisora (Figura 4.13) cuenta con largas líneas de tiro predeterminadas; los dispositivos que usan este tipo de embarcaciones son cámaras en las que se almacena aire a alta presión, el cual es liberado mediante un pulso controlado desde computadoras. Esta burbuja produce una onda de sonido que viaja por el agua y luego penetra en el fondo marino, lo cual crea una cinta de datos registrados por los cables sísmicos de fondo marino en esta primera localización. Luego, la embarcación de registro sísmico recupera los cables y los

vuelve a tender para cubrir la siguiente cinta. Los levantamientos de componentes múltiples pueden estar constituidos por decenas de cintas de datos superpuestas de modo que no haya ninguna discontinuidad en la cobertura del subsuelo (Oilfield Review, 2004).

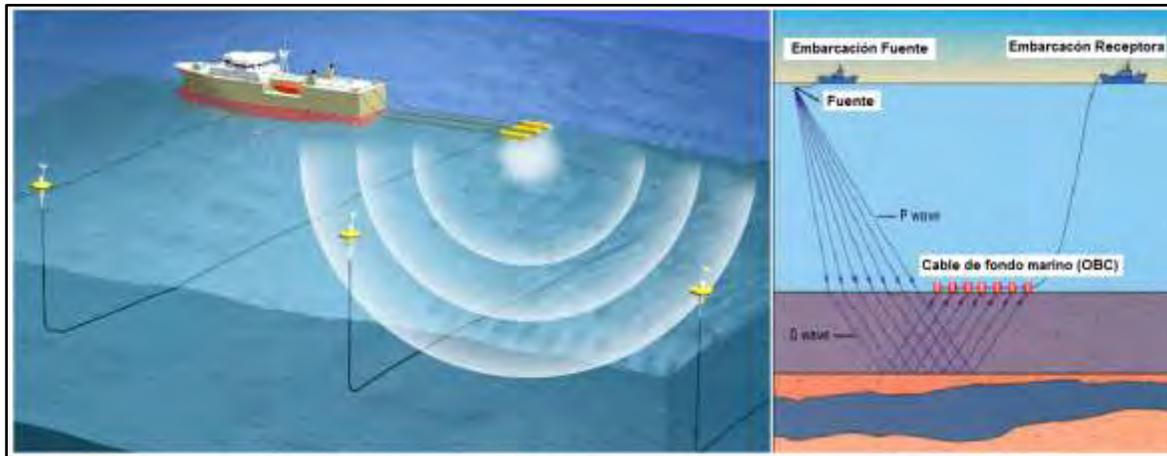


Figura 4.13_Aquisición de datos sísmicos multicomponente.
(Tomado de <http://www.peakseismic.com/content/ocean-bottom-seismic.asp>, 2013).

Diversas propiedades de la capa de agua y del lecho marino pueden afectar la calidad de los levantamientos de componentes múltiples adquiridos por los sensores de fondo marino. Algunos factores afectan la calidad de los datos sísmicos de componentes múltiples son las corrientes marinas que pueden incidir en la capacidad de despliegue preciso tanto de los cables sísmicos remolcados como de los cables sísmicos de fondo marino. Las variaciones de temperatura y salinidad, que dependen de la profundidad, pueden perturbar la transmisión de las ondas acústicas utilizadas para ubicar los sensores de fondo marino, generando errores en la localización de los mismos (Oilfield Review, 2004).

Y si bien el fondo marino constituye normalmente un ambiente más calmo que la superficie del mar para la adquisición sísmica marina, la presencia de corrientes profundas, sedimentos no consolidados y rasgos batimétricos, puede afectar la calidad de los datos del lecho marino y la estabilidad de los cables (Oilfield Review, 2004).

La primera adquisición de datos sísmicos marinos de cuatro componentes para mapeo de yacimientos fue realizada por Statoil en el campo Tommeliten, en 1993.

Las configuraciones típicas de adquisición de datos sísmicos multicomponente usando cables de fondo marino OBS son paralelo o perpendicular esto con respecto a la embarcación emisora (Figura 4.14).

Los sistemas más avanzados han ampliado las capacidades de profundidad de adquisición para registrar levantamientos a profundidades de agua que alcanzan 2500 m , abordando la necesidad de contar con una mejor determinación de los fluidos y la litología en las nuevas áreas prospectivas de aguas profundas (Oilfield Review, 2004).

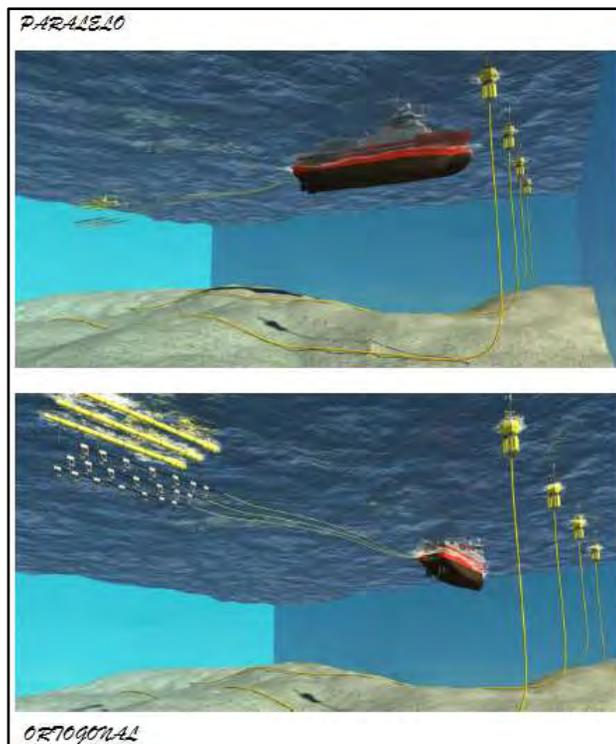


Figura 4.14_ Adquisición de datos sísmicos multicomponente con OBS (Tomado de RxT, 2011).

La interpretación de ondas S registradas por los geófonos horizontales se realiza en forma indirecta mediante el análisis de ondas P-S u ondas convertidas, que son ondas incidentes P y reflejadas S. Si bien la interpretación de secciones P y P-S son complementarias, el análisis de ondas convertidas difiere del procesamiento estándar de registros de ondas P (Macías, 2002).

Existen configuraciones marinas para la adquisición de datos sísmicos multicomponente que se pueden clasificar según su geometría en 3 partes esenciales.

- Profundas
- Someras
- Costaneras

La configuración marina profunda se usa para exploraciones realizadas en profundidades mayores a 300 metros. Las características del método de campo son:

- ✚ Se utiliza el cañón de aire como fuente de energía
- ✚ Las boyas demarcadoras definen los nodos del mallado
- ✚ Panel de control
- ✚ Se ubican los hidrófonos
- ✚ Se hace el disparo

- ✚ Se registra la información de forma telemétrica
- ✚ Procesamiento de datos

La configuración marina somera se usa para exploraciones que van desde profundidades con respecto al mar entre 30 metros y 100 metros. La técnica consiste en lanzar al agua las boyas de posicionamiento separadas a cierta distancia de los receptores para que posteriormente a la barra portadora de la fuente de energía se ubique a una distancia preestablecida para generar la onda acústica que va a interactuar con las diferentes interfaces del suelo marino. Las características del proceso de campo son:

- ✚ Se inicia con el posicionamiento de las líneas sísmicas
- ✚ Los barcos son de poco calado y se ubican de 10 m – 12 m de las boyas
- ✚ Se lanzan las boyas al agua para posicionarlas, el posicionamiento de la fuente es cada 2 m y del barco cada 15 m
- ✚ Se hace el disparo
- ✚ Se registra la información de forma Telemétrica
- ✚ Procesamiento de datos

En la configuración marina costanera se combinan las líneas sísmicas marinas con las terrestres, cuyo posicionamiento puede definirse en forma clásica o con el sistema de posicionamiento global (por sus siglas en sus ingles GPS). La profundidad es hasta unos 30 metros y por ende se utiliza un barco de poco calado. El cable de la bahía digital puede contener tanto geófonos como hidrófonos.

Los sistemas de adquisición de sísmica de reflexión “vertical” están constituidos por una fuente diversas propiedades de la capa de agua y del lecho marino pueden afectar la calidad de los levantamientos de componentes múltiples adquiridos por los sensores de fondo marino. Algunos factores afectan la calidad de los datos sísmicos de componentes múltiples más que la calidad de los datos adquiridos con cables remolcados y ciertos factores tiene menos efecto sobre los datos sísmicos de componentes múltiples (Oilfield Review, 2004).

Las corrientes marinas pueden incidir en la capacidad de despliegue preciso tanto de los cables sísmicos remolcados como de los cables sísmicos de fondo marino. Las variaciones de temperatura y salinidad, que dependen de la profundidad, pueden perturbar la transmisión de las ondas acústicas utilizadas para ubicar los sensores de fondo marino, generando errores en la localización de los mismos. Y si bien el fondo marino constituye normalmente un ambiente más tranquilo que la superficie del mar para la adquisición sísmica marina, la presencia de corrientes profundas, sedimentos no consolidados y rasgos batimétricos, puede afectar la calidad de los datos del lecho marino y la estabilidad de los cables (Oilfield Review, 2004).

4.2.2 Pre-diseño y diseño de adquisición sísmico multicomponente

En el pre-diseño se estudia dónde se va a colocar el levantamiento, la forma y longitud, la topografía, aspectos climáticos, condiciones de la superficie, etc. Se recopilan los datos necesarios del subsuelo, líneas existentes, registros de campo, secciones sísmicas, información de pozos, etc. Toda esta información se analiza y aquí es donde comienza el diseño de los parámetros de adquisición.

En términos generales se determinan las profundidades y tiempos dobles de los objetivos, velocidades promedio, frecuencias máximas, rumbos y echados. Se usan offsets iguales a las profundidades de los objetivos y se usa este valor para el margen de fold bajo. Cuando el diseño es más sofisticado, se determinan también las limitaciones de los offsets, aliasing espacial, resolución lateral y vertical, margen de estadísticas pobres, apertura de migración y se hace un análisis más complejo de los offsets disponibles, los cuales varían de 2D a 3D en una misma área en la superficie para un mismo reflector.

Para analizar los parámetros seleccionados se generan gráficas de estadísticas para las diferentes zonas de interés, fold, distribución del offset, distribución del azimut, gráficas polares, esparcimiento del punto medio, homogeneidad del offset, homogeneidad del azimut, máximo mínimo offset, máximos offsets ausentes, máximos azimuts ausentes, análisis del tendido, etc.; de igual manera se realiza un estimado de los costos.

En el diseño de SMC existen tanto líneas receptoras (in-line), como líneas fuente (cross-line), donde la distancia entre estas no llega a ser mayor a 1 km, con la finalidad de poder obtener un mayor detalle en cada uno de los registros sísmicos. De la misma forma que en la sísmica 2D, las líneas receptoras se encuentran perpendiculares al rumbo preferencial de las estructuras geológicas a estudiar, esto permite ver el cambio de las propiedades físicas de dicho cuerpo y del medio que lo rodea.

El arreglo entre líneas receptoras y fuente casi siempre es ortogonal entre sí, pues esto permite tener registrado de forma uniforme el volumen de espacio estudiado, obteniendo una cobertura más uniforme y una mayor resolución del objetivo prospectivo (Herrera y Cooper, 2010).

El primer paso para diseñar una geometría de adquisición sísmica es puntualizar el objetivo de estudio, que seguramente se podrá lograr con varias geometrías alternativas. De todas las geometrías posibles se escoge aquella que permita tener.

- ✚ Cobertura del subsuelo uniforme y adecuado.
- ✚ Distribución uniforme de las distancias fuente-receptor de las trazas contribuyentes a cada bin.
- ✚ Distribución azimutal uniforme de las trazas contribuyentes a cada bin.

Diseño de parámetros de campo

El estudio sísmico empieza con un claro conocimiento de los objetivos estudiados en términos generales. Algunos factores merecen consideración en el diseño de parámetros finales de campo, incluyendo economía, tiempo del estudio, tipo de fuente de energía de geófonos y sus patrones. Algunos parámetros de un programa de adquisición sísmica son: (Bustamante 2010).

- ✚ Máxima compensación (máximo offset). Distancia de la fuente al más lejano receptor
- ✚ Mínima compensación (mínimo offset). Distancia de la fuente al receptor más cercano
- ✚ Grupo de intervalo: distancia entre matrices de geófonos. Constante para un estudio.
- ✚ Intervalo de disparo: distancia entre dos disparos
- ✚ Doble cobertura: número de veces que un punto de superficie es estudiado por diferentes fuentes y detectores
- ✚ Intervalo simple: el número de intervalos entre muestras digitales de señal. Varía de menos que 1 ms a 4 ms. Esta tasa de muestra es escogida no para limitar la resolución vertical y registrar las frecuencias máximas deseadas
- ✚ Elección de las matrices de fuentes y geófonos
- ✚ Número de Canales de grabación
- ✚ Dirección de disparo

4.2.3 Equipo usado para levantamientos sísmicos multicomponente

El equipamiento empleado para realizar estudios sísmicos multicomponente se divide en tres grupos fuentes de energía, que en general son cañones de aire, pero también pueden ser cañones de agua, transductores pizelectricos, etc., que proporcionan un pulso de energía acústica, equipos de adquisición, encargados de captar y registrar las señales reflejadas y/o refractadas por el fondo marino, y sistemas de procesado, que permiten tratar, analizar y representar las señales sísmicas.

4.2.3.1 Fuente de Energía Sísmica

Para fuentes terrestres se usan explosivos o Vibroseis (Figura 4.15). Para fuentes marinas, se usan cañones de aire. Al usar explosivos, se hace una perforación donde se ubica la carga. Las explosiones dan una señal impulsiva, pero no son repetibles. La fuente más usada en tierra es el Vibroseis, ésta genera ondas más largas, duran 10-20 segundos con frecuencias de 10 a 100 Hz. Los camiones de Vibroseis pueden generar fuerzas hasta de 1×10^5 N y generalmente necesitan una superficie dura para su operación.

Los cañones, al liberar el aire comprimido en el agua, producen un pulso sismo-acústico, cuya energía y contenido de frecuencias depende principalmente de la presión del aire y el volumen de los cañones y de su profundidad de despliegue; generan una señal sísmica con una frecuencia de 10 a 100 Hz.



Figura 4.15_ Fotos que muestran la perforación de un pozo para colocar dinamita y un camión Vibroseis (Tomado de http://www.mttmlr.com/sismologia_files/, 2010).

El pulso se transmite de forma omnidireccional por la columna de agua hasta alcanzar el fondo marino, donde la energía se refleja y refracta cada vez que encuentra una discontinuidad en el medio en forma de contraste de impedancia acústica. Las principales características de una fuente sísmica son su poder de penetración, el nivel de resolución, y la cadencia. El control de la potencia de la fuente asociada su contenido de frecuencias es fundamental porque va a determinar la resolución vertical (capacidad a distinguir los reflectores cercanos) y el poder de penetración o alcance.

Las fuentes sísmicas se encuentran situadas unos metros bajo la superficie, típicamente entre 1-2 m (sísmica de alta resolución) y 20- 30 m (sísmica convencional de alta penetración y largo alcance). Esta localización de la fuente bajo el agua produce la oscilación de la burbuja, así como la reflexión del tren de ondas en la superficie del agua, generando lo que se conoce como ghost. La combinación de todos estos impulsos constituye el tren de ondas emitido por la fuente.

Una fuente sísmica se caracteriza por la salida del cañón. La burbuja oscila porque a medida que se su volumen aumenta, la presión en su interior disminuye hasta alcanzar un valor inferior a la presión hidrostática. La fuente de energía estará compuesta por una cámara de aire comprimido; esta cámara aire es un cilindro de metal conteniendo aire comprimido que genera una emisión de energía sonora., dichas cámaras serán remolcados a una profundidad que dependerá del objetivo a alcanzar (Figura 4.16).



Figura 4.16_ Figura que muestra un cañón de aire (Tomado de ION-GX- TECHNOLOGY, 2009).

4.2.3.2 Receptores

Los datos SMC serán adquiridos usando un sistema de cable digital, multicanal, configurado por hidrófonos, módulos de digitación, módulos de telemetría, transductores de profundidad, reguladores de profundidad, compases y conexiones. La longitud de este cable es de varios kilómetros y está dividido en secciones de cierto número de metros activos que contiene grupos de hidrófonos linealmente espaciados entre dispositivos que contienen los digitalizadores de datos y módulos de telemetría (Herrera y Cooper, 2010).

Los módulos de digitación filtran y convierten la señal analógica del hidrófono a datos digitales in situ, permitiendo el análisis y la interpretación preliminar de los reflectores del mismo barco. Las secciones de alargamiento protegen al cable de sacudidas fuertes (Herrera y Cooper, 2010).

Los módulos de telemetría transmiten los datos digitales por el cable hacia la unidad de grabación en superficie a bordo del barco. Los sensores digitales de tres componentes proporcionan una oportunidad de realizar algunos cambios fundamentales a la adquisición de datos. Mientras que no podemos cambiar el índice de absorción de la superficie cercana, podemos mejorar los resultados de los datos usando los sensores de varios componentes unitarios (Martínez, 2010); algunas ventajas son:

- ✚ Alta fidelidad
- ✚ Datos con ancho de banda más amplio
- ✚ Unidades unitarias, elimina la atenuación de las altas frecuencia del arreglo
- ✚ Registro de bajas frecuencias sin distorsión
- ✚ Mejor resolución e imágenes del subsuelo

Para levantamientos multicomponente existen sistemas digitales (Figura 4.17) Scorpion de ION y con Sercel 428XL. Los sensores Vectorseis de ION y los DSU3 de Sercel tienen en cada sensor 3 acelerómetros que captan la señal en tres direcciones ortogonales entre sí. Utilizan tecnología MEMS (Micro-machined Electro-Mechanical Sensor) que requiere poca energía y pueden operar en cualquier inclinación de la carcasa.



Figura 4.17_Sensor digital 3C (Tomado de CREWES, 1998; ION GX Technology, 2009).

Los sismómetros de fondo marino (Ocean Bottom Seismometer: OBS) son estaciones sísmicas de fondo oceánico cuyo sistema de registro es completamente autónomo; estos se mantienen fijos e inmóviles durante el levantamiento.

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

Los OBS's se colocan en el fondo marino, donde registran series temporales de datos (frente de ondas acústicas), realizándose la recuperación de los mismos mediante liberadores acústicos. Contienen baterías que les permiten registrar continuamente durante un período determinado de tiempo a grandes profundidades (hasta 7000 m) (Heffler *et al.* 1979; Vlad *et al.* 2003).

La figura 4.18 muestra el sismómetro Ocean Bottom (OBS) que cuenta con un geófono triaxial y un hidrófono (1 radio transmisor y 2), liberador o disipador acústico (3), flotadores (4), grabación y almacenamiento de datos, baterías(5), pilas 6 y peso de anclaje (7).

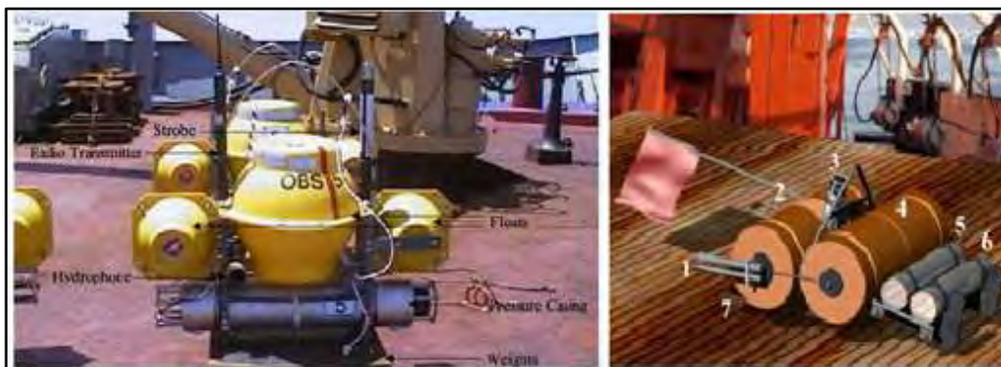


Figura 4.18_ Ocean Bottom Seismometer: OBS.
(Tomado de <http://seismic.ocean.dal.ca/~seismic/obs.php>, 2011).

Cada estación marina está dotada de un hidrófono para registrar la presión del agua (onda directa de la fuente artificial), un geófono tri-axial para medir las vibraciones del subsuelo marino en los tres ejes de coordenadas y una estructura de plástico que protege una esfera de cristal reforzado que soporta las altas presiones del fondo oceánico; esfera es donde se aloja la electrónica de adquisición dotada de un reloj de alta precisión (Manuel *et al.* 2002).

La OBC es un equipo especial de adquisición sísmica multicomponente marino que consiste en la colocación de líneas receptoras en el fondo del océano, estos receptores están equipados por sensores de componentes múltiples que se componen de un acoplamiento de un hidrófono y tres geófonos (Figura 4.19) (Cafarelli, 1995).



Figura 4.19_ Ocean Bottom Cables (OBC).
(Tomado de <http://www.geospace.com/ocean-bottom-cable-obc/>, 2009)

Un equipo de OBC típico comprende de una configuración mínima de cinco a seis buques, un barco de fuente, un barco de grabación, y al menos un de barco para el cable. Los cables normalmente se encuentran en la parte trasera de la embarcación y este cable es controlado mediante un dispositivo hidráulico controlado por el operador.

Muchos equipos tienen al menos dos barcos de cable y un barco de caza (utilidad). Durante una operación de OBC, el barco de grabación puede ser anclado a lo largo de la línea o posición dinámica. En contraste con las operaciones de cable remolcado convencionales, el barco fuente remolca sólo la matriz de pistola de aire, lo que le permite maniobrar muy cerca de obstrucciones así. Un barco de caza facilita el movimiento de personas y equipos de los buques (Barrer, F.J., 1995).

Equipos OBC suelen operar a profundidades mayores a 100 metros, el límite inferior se determina por el proyecto de buque en lugar de equipos. Una de las principales características de la operación OBC es registro y procesamiento a bordo (Barrer, F.J., 1995).

4.2.4 La Importancia de la sísmica multicomponente en la industria petrolera

Algunos de los impactos o usos más frecuentes que tiene la sísmica multicomponente en la industria petrolera según algunos autores expertos en el ramo como Stewart, 1999; Stewart, Gaiser, Brown y Lawton, 2003; Tatham y McCormack, 1998; Cova, 2007, son:

Optimización de la localización de nuevos pozos

El uso de datos sísmicos multicomponente permite delimitar con mayor precisión y detalle la presencia de estructuras de interés, facilitando la identificación de trampas estructurales que conduzcan a una correcta localización de pozos a perforar. La presencia de sedimentos gasíferos deteriora fuertemente la imagen sísmica de onda compresional, sin embargo, la presencia de gas no afecta de manera importante a la onda de cizalla, por lo cual las imágenes sísmicas de onda convertida, obtenidas por debajo de los sedimentos gasíferos, son de mejor calidad y permiten estudiar las estructuras presentes (Stewart et al., 2003). Esto se puede resumir en los siguientes aspectos de mejora de la imagen.

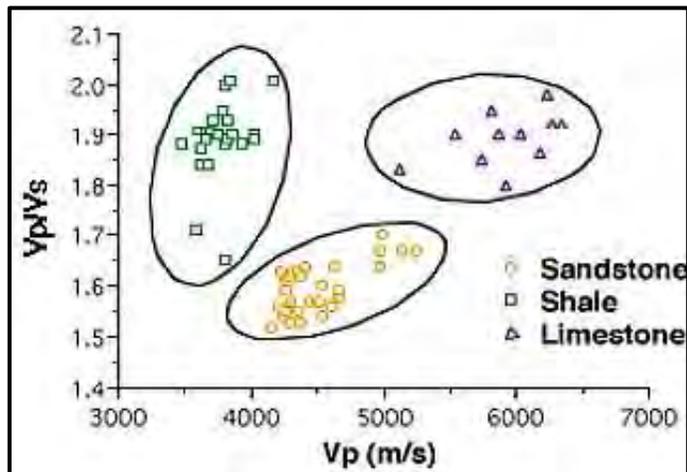
- ✚ Iluminación de objetivos a través de sedimentos gasíferos
- ✚ Mejor imagen estructural
- ✚ Visualización de estructuras someras
- ✚ Identificación de zonas prospectivas

Estimación de litología

El cálculo de la relación V_p/V_s a partir de los datos sísmicos multicomponente permite identificar las variaciones en las condiciones litológicas del yacimiento.

Esto contribuye a la identificación de zonas con características litológicas atractivas para su consideración en la industria de los hidrocarburos (Stewart et al., 2003; Tatham y McCormack, 1998).

La determinación de velocidades de onda P y S, permiten la creación de gráficos de V_p contra V_p/V_s los cuales muestran la tendencia a formar áreas que son correlacionables con areniscas, limolitas y lutitas (Grafica 4.3) (COMESA, 2009).



Grafica 4.3_ Grafico que permite discriminar litologías (COMESA, 2009).

Presencia de nubes de gas

La energía de onda P sufre atenuación y dispersión; esta onda es atenuada en presencia de nubes de gas, lo cual afecta la compresibilidad (V_p) y en menor medida la rigidez (V_s).

Optimización del factor de recuperación

Análisis de Anisotropía

Los estudios de anisotropía permiten estudiar las condiciones de fracturamiento en las rocas que se encuentra un yacimiento, por lo cual este tipo de análisis permite planificar de la manera más acertada la orientación de la perforación de pozos direccionales, a fin de aprovechar las mejores condiciones de drenaje en el yacimiento. Esto causa un impacto importante en el aumento del factor de recuperación (Stewart, 1999; Cova, 2007).

Estimaciones de reservas

Descripción de fluidos

La combinación de los estudios de litología a partir de datos multicomponente junto con los parámetros petrofísicos estimados a partir del análisis de registros de pozos, permite realizar estimaciones de reservas más precisas (Cova, 2007).

Caracterización de yacimientos

El uso de datos sísmicos multicomponente permite calcular atributos sísmicos adicionales a los convencionalmente estudiados a partir de datos de onda P. La combinación de estos atributos con parámetros petrofísicos proporciona volúmenes de datos que permiten caracterizar de manera más completa la distribución espacial de las propiedades del yacimiento (Stewart et al., 2003).

Otros autores incorporan las ondas convertidas a los datos de onda P y con esto se puede estimar los siguientes aspectos: (Simmons & Backus, 2003).

- ✚ Discriminar litología.
- ✚ Determinar porosidad.
- ✚ Definir fracturas.
- ✚ Identificar posiblemente el contenido de fluidos en las rocas.
- ✚ Validar reflexiones de puntos brillantes.
- ✚ Estimar la relación de Poisson.
- ✚ Generar reflexiones cuando el contraste de reflectividad de las ondas P es pequeño.
- ✚ Proporcionar información a través de nubes de gas las cuales atenúan las ondas P.

4.2.5 Casos históricos en la industria petrolera

Las secciones sísmicas de ondas S puras pueden ser ruidosas y de menor resolución debido a los materiales no consolidados de la capa meteorizada. Los datos de ondas convertidas se pueden interpretar solos, pero en la mayoría de los casos se hace una correlación con secciones o volúmenes de ondas P.

Las reflexiones de ondas convertidas se observan más tardías que las de ondas P. Para el amarre de los reflectores, existen varias técnicas, entre las cuales se tienen: (Stewart et al., 2002).

- ✚ Se genera un sismograma sintético para las ondas PP y otro para las PS. Se hace un amarre entre el sismograma sintético PP y la sección PP. Se hace otro amarre entre el sismograma sintético PP y el PS. Finalmente, se hace un amarre entre el sismograma sintético PS y la sección PS.
- ✚ Si V_p/V_s es casi constante, se puede hacer una corrección estática “bulk shift” de los datos.
- ✚ Para un solo valor V_p/V_s se puede reducir la escala de tiempo.

En yacimientos de gas, donde se ha utilizado la sísmica convencional se ha concluido que la energía de las ondas P es atenuada y dispersada cuando la onda atraviesa el sedimento con gas, ya que la saturación de gas típicamente afecta la

compresibilidad de la roca y un menor sentido a la rigidez, lo que implica que la onda P puede ser alterada por este tipo de fluidos; no sucede así con la onda S; que resulta ser insensible a la saturación de gas. Las nubes de gas en la sísmica pueden degradar de manera considerable la imagen de las estructuras más profundas (Stewart et al. 2003).

En algunas áreas en el Mar del Norte se ha recurrido a las grandes ventajas de la sísmica multicomponente en yacimientos que contienen gas condensado y gas libre, para la mejor caracterización del yacimiento y ubicación óptima de los pozos.

En el campo Lomond, ubicado en el sector británico del Mar del Norte, hay un yacimiento de gas, descubierto en 1972, que ha producido desde 1993. Su estructura geológica corresponde a un anticlinal caracterizado por fracturas, suprayacente a un domo salino, en donde el intervalo productor es una arenisca de alta calidad dividida por una falla. La producción proveniente de un lado de la falla es buena, mientras que los pozos que penetran el otro lado de la falla son productores pobres (Oilfield Review, 2004).

La utilización de las ondas convertidas o sísmica multicomponente, permitió mejorar las operaciones de perforación para el desarrollo del campo, ya que la delineación de la falla principal resultaba difícil de definir con la sísmica convencional por el gas presente sobre la cresta estructural; gas que probablemente migró en sentido ascendente a lo largo de las numerosas fallas que cortan el domo (Oilfield Review, 2004).

Las ondas convertidas registradas por un levantamiento de componentes múltiples, adquirido en el año 1998, ayudaron a crear una imagen clara de la estructura del campo Lomond. En la figura 4.20 se muestra que para la imagen PP del levantamiento marino adquirido con cable sísmico remolcado (izquierda), las reflexiones presentes en la cresta de la estructura del campo Lomond son oscurecidas por la existencia de gas somero. La imagen de ondas PS convertidas, proveniente del levantamiento del lecho marino (derecha), resuelve claramente la gran falla que atraviesa la estructura en su cresta e ilumina completamente la estructura con las reflexiones de alta amplitud (Oilfield Review, 2004).

El levantamiento de datos sísmicos multicomponente, también permitieron la generación exitosa de imágenes a través del gas en el Golfo de México; en el área West Cameron, la imagen de ondas PS convertidas revela claramente una resolución estratigráfica y de fallas mejorada, con respecto a la imagen PP. Las fallas, las reflexiones lateralmente continuas y los cambios en la amplitud, que resultan ambiguos en la sección PP, son visibles en la sección PS (Oilfield Review, 2004).

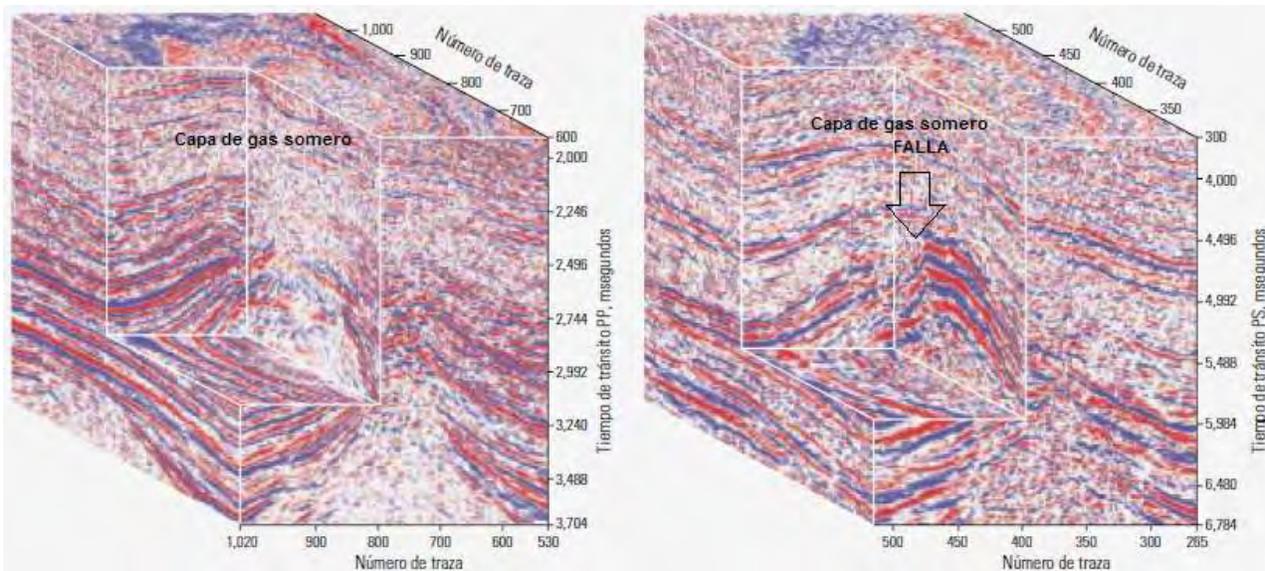


Figura 4.20 Comparación de imágenes sísmicas obtenidas con sísmica convencional PP (izquierda) y con sísmica multicomponente PS (derecha) en el Campo Lomond (Tomado de Oilfield Review, 2004).

En la figura 4.21 se muestra del lado izquierdo una sección sísmica con datos PP de un levantamiento marino adquirido con cable sísmico remolcado convencional, y del lado derecho otra sección sísmica con datos PS de componentes múltiples de un levantamiento del lecho marino, en el área de West Cameron, Luisiana, Golfo de México. Las secciones de ondas PS convertidas muestra claramente las fallas, la continuidad lateral en el carácter de las reflexiones y los cambios en la amplitud, que resultan ambiguos en la sección PP (Oilfield Review, 2004).

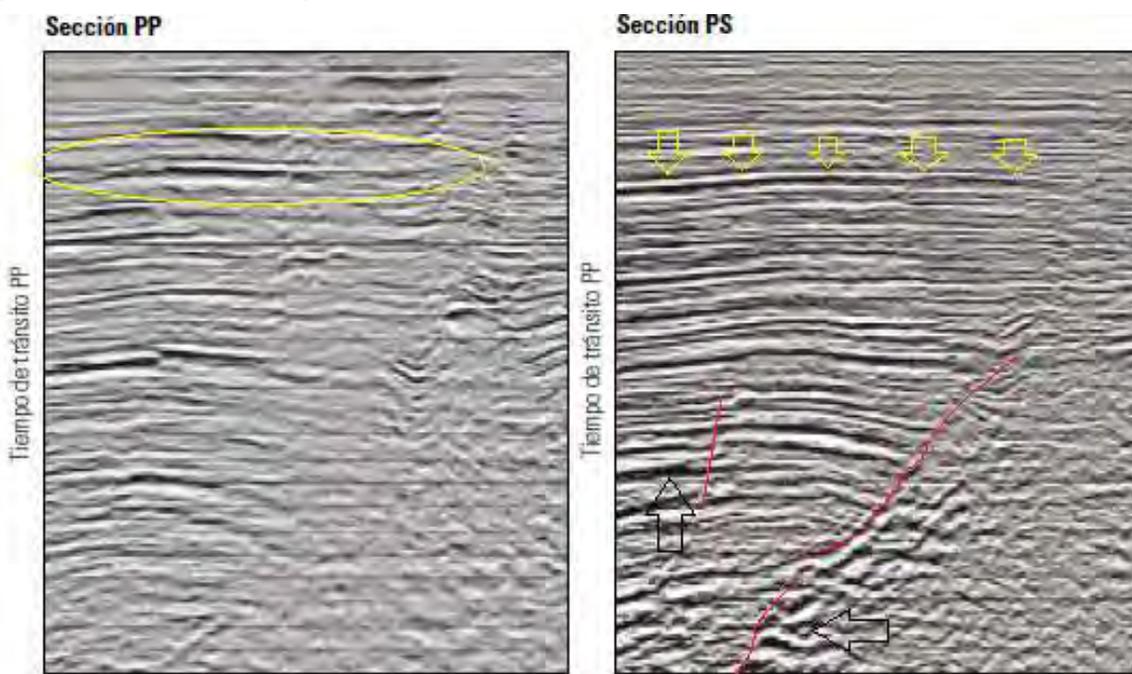


Figura 4.21 En la figura se muestra la comparación entre secciones PP y PS; en donde la sección PS muestra mayor claridad en la continuidad de los reflectores (señalado con flechas amarillas), fallas (líneas rojas) y cambios en la amplitud (flechas negras) (Tomado de Oilfield Review, 2004).

Otro ejemplo de yacimientos petroleros carbonatados donde aplicaron el método sísmico multicomponente fue en uno de los yacimientos marino más grande del mundo como lo fue Cantarell en México. El yacimiento de Cantarell se encuentra en el Golfo de México a unos 80 km al noroeste de la Ciudad del Carmen, Campeche. La región presenta una tectónica compleja, que incluye episodio de compresión y extensión; debido quizás al impacto del meteorito Chicxulub. Los depósitos están compuestos principalmente de rocas carbonatadas (Kimmeridgiano y Cretácico superior con facies de rampa y cuenca).

Una gran área fue estudiada con un equipo ocean bottom seismometer (4C), fue desarrollado para ayudar a detallar la interpretación del yacimiento Akal, así como en la búsqueda de nuevos objetivos (Vásquez et al., (2005).

En la figura 4.22, se interpretó en la sección PP una macha (falta de continuidad en los por encima de la estructura anticlinal (depósito sedimentario Akal), como resultado de la nube de gas. En la sección PS se define mejor el anticlinal y se observa mejor la continuidad en los reflectores sísmicos por encima del anticlinal.

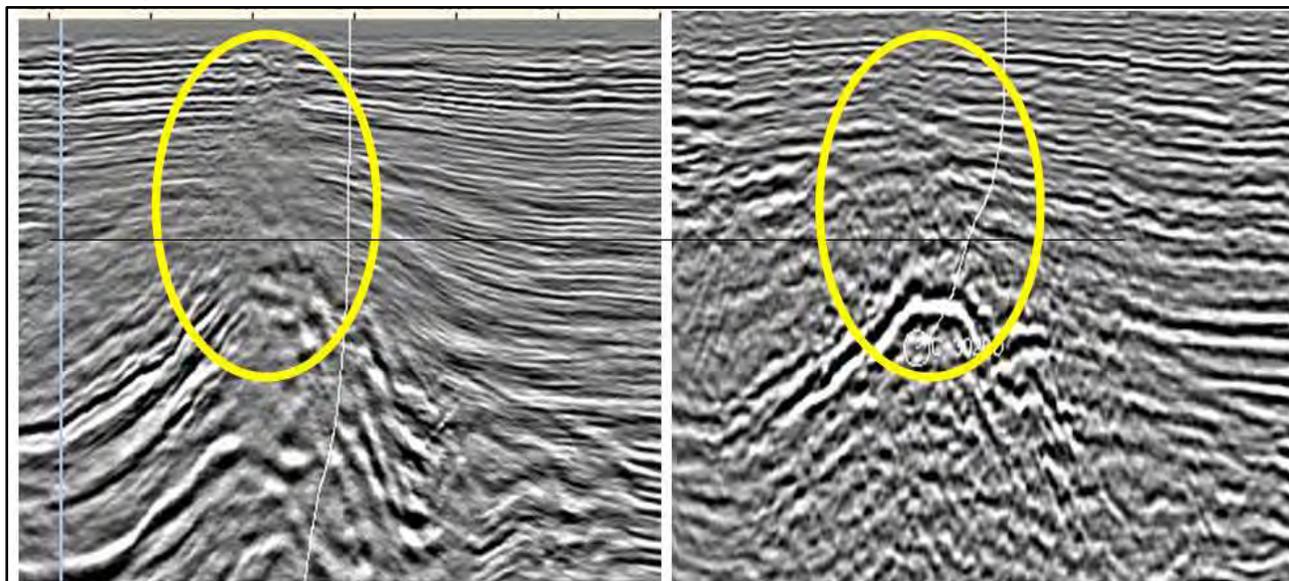


Figura 4.22_Secciones de PP (Izquierda) y PS (Derecha) sobre la estructura anticlinal Akal (Tomado de CREWES Research Report por R. Stewart, 2007).

4.3 Sismoestratigrafía

La sismoestratigrafía (estratigrafía sísmica) es la disciplina que pretende la reconstrucción e interpretación del registro estratigráfico de las facies sedimentarias; así como de su historia geológica a partir de datos de sísmica de reflexión en relación con cambios globales y a nivel de cuenca (Cross y Lessenger, 1988).

La interpretación sísmica más básica es siempre la de tipo estructural, sin embargo muchas veces de gran complejidad; pero la interpretación de tipo estratigráfica se usa en la primera etapa de interpretación. Sólo en áreas tectónicamente muy estables puede comenzarse directamente con el análisis sismoestratigráfico, sin una previa evaluación del marco estructural.

En la interpretación sismoestratigráfica de una sección sísmica se puede obtener información cronoestratigráfica y litoestratigráfica derivada de las características de la reflexión en el contraste de la impedancia. Esta combinación, junto con la información geométrica presente en secciones sísmicas, produce una herramienta muy poderosa para interpretar el registro estratigráfico del subsuelo. La estratigrafía sísmica se divide en tres campos del conocimiento (Sheriff y Geldart, 1995).

- 1) Análisis de secuencia sísmica
- 2) Análisis de facies sísmicas
- 3) Análisis del carácter de reflexión

4.3.1 Método de estudio de la sismoestratigrafía

El método de estudio comprende la identificación de facies sísmicas y el establecimiento de secuencias de unidades. El análisis de secuencias sísmicas consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad y que comprenden grupos de reflexiones más o menos concordantes y de características semejantes.

El desarrollo de las secuencias está relacionado con la interacción de factores globales y regionales tales como ciclos globales de cambios de nivel del mar, tectonismo, subsidencia y aporte sedimentario. Los cambios eustáticos relativos en una cuenca desarrollados por la interacción de estos factores, se materializan en una predecible distribución espacial de litofacies relacionadas genéticamente, denominadas sistemas depositacionales (Fisher y McGower, 1967).

El análisis de facies sísmicas consiste en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia, así como de la asociación de litofacies que las caracterizan. Estas características incluyen: configuración, continuidad amplitud, frecuencia, velocidad de intervalo y geometría (B. Alanso, M. Farrán, y A. Maldonado, 1989).

Con el análisis del carácter de reflexión, se reconoce la variación lateral de la reflexión de los eventos individuales, o series de eventos, para localizar donde ocurren los cambios estratigráficos e identificar su naturaleza. Para el análisis de estratigrafía sísmica se basa en la clasificación de terminología de terminación de capas, en las estructuras de los estratos y de la forma externa de la secuencia (Sheriff y Geldart, 1995).

4.3.2 Conceptos fundamentales de la sismoestratigrafía

El análisis sismoestratigráfico basado en los conceptos de estratigrafía de secuencias, permite subdividir el registro litológico de una región en paquetes de diferente orden, dependiendo de sus características sedimentológicas, estructurales y de su distribución espacio-temporal.

Las secuencias de mayor orden están representadas por las tectonosecuencia que enmarcan la fase mayor de creación, relleno y deformación de una cuenca sedimentaria y que por consecuencia están limitadas tanto a la base como a la cima por discordancias (IMP, 1998).

Una tectonosecuencia a su vez puede ser subdividida en paquetes menores que dan lugar a las secuencias estratigráficas y que se refieren como un conjunto de estratos genéticamente relacionados que están limitados tanto en su cima como en su base por discordancias y/o sus concordancias correlativas hacia la cuenca (Mitchum, 1977).

Las secuencias estratigráficas también pueden subdividirse en conjuntos de sistemas de depósito (Systems Tracts), donde cada sistema representa un determinado ambiente conforme a la ubicación en que se tiene lugar dicho depósito. Una secuencia sedimentaria consta de estratos sobrepuestos y cada plano de estratificación representa una interrupción del depósito o un cambio en el carácter de los sedimentos (IMP, 1998).

La estratigrafía secuencial aplicada a los datos sísmicos agrupa las reflexiones en paquetes que corresponden con intervalos depositacionales conocidos como secuencias depositacionales y sistemas encadenados (Tracts Systems). Los límites superior e inferior de una secuencia depositacional son discordancias o sus conformidades correlativas. Las secuencias depositacionales y sistemas encadenados poseen patrones de estratificación y litofacies predecibles, por lo que promueven nuevas formas de establecer una correlación cronoestratigráfica basado en criterios físicos (Bally, 1987).

Los ambientes sedimentarios y litofacies están asociados con los sistemas encadenados; consecuentemente al identificar los sistemas encadenados en las secciones sísmicas se puede lograr una primera aproximación en la localización de yacimientos, rocas generadora, roca almacenadoras, roca sello y rutas de migración de hidrocarburos con una muy buena certidumbre (Chramcow, 2008).

4.3.2.1 *Sistemas de Depósito (System Tract)*

Son las unidades estratigráficas genéticamente asociadas que fueron depositadas durante fases específicas del ciclo del nivel relativo del mar, no importando el ambiente sedimentario (Posamentier, 1988). Se definen con base en las superficies limitantes, de la posición dentro de una secuencia y de la parasecuencia que se acumuló y que tiene un cierto patrón (Van Wagoner, 1988).

Principales Sistemas de Depósito

1) Sistemas de depósito de nivel bajo temprano (Lowstand System Tract (LST))

El sistema de depósito basal (estratigráficamente más antiguo) en una secuencia depositacional de tipo 1, se llama sistema de depósitos de lowstand. Estos sistemas depositan sedimentos durante un intervalo de descenso del nivel relativo del mar en la discontinuidad de los estratos en regresión y después durante el ascenso lento del nivel relativo del mar subsecuente. Posamentier y Allen (1999), se refieren al sistema de depósito de lowstand (Figura 4.23). como el primer sistema de depósito que ocurre en un área de sedimentación.

Este sistema de depósito está representado por la acumulación de sedimentos que se sobreponen a la posición más baja de la curva del nivel relativo del mar. Forma a menudo una cuña progradante en la base de una margen de plataforma con su límite más bajo traslapando sobre las clinofomas progradantes y/o sobreponiéndose sobre un abanico en la caída del talud.

La característica primordial de un LST es que nos indica una caída relativa en el nivel del mar seguido de un ascenso lento. Es común que los patrones de las parasecuencias se apilan en los sistemas de depósito del lowstand exhibiendo las clinofomas agradantes y retrogradacionales, traslapando hacia atrás, lo que origina que la unidad se engrose en dirección opuesta a la pendiente, capturando el efecto del ritmo de ascenso del nivel relativo del mar, el cual es mayor que el ritmo de acumulación del sedimento.

Este cambio en la geometría del sedimento se puede explicar cómo el suceso cuando el acomodo comienza a ampliarse en respuesta a un ascenso del nivel relativo del mar, que ocurre cuando el levantamiento eustático excede el índice de hundimiento (Nieto Serrano, 2010).

Abanicos Submarinos de bajo nivel temprano

En general es posible que se desarrollen dos tipos de abanicos submarinos, los cuales se puede reconocer dentro de los depósitos del lowstand.

- i. Abanicos de pie de cuenca. Se caracterizan por estar constituido por el material erosionado en el talud y el material resultante de los valles fluviales incisivos dentro de la costa; esta es la porción que se ubica hacia el mar o hacia la cuenca del sistema de transporte y depósito del Lowstand, donde se

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

encuentran las cuencas más profundas que se caracterizan por la depositación de terrígenos en abanicos submarinos en el talud inferior y en el piso de la cuenca.

- ii. Abanico de talud. Los abanicos del talud son descritos por Van Wagoner (1988), como turbiditas y deslizamientos de sedimentos depositados en la parte media o la base del talud. La depositación del abanico de talud puede ser contemporánea con el abanico de piso de cuenca o con la base del Lowstand.

Nivel bajo de cuñas progradantes (Lowstand prograding wedge)

Se caracteriza por un sistema de topset-clinoformas, los cuales se forman durante un aumento en el nivel relativo del mar. Corresponde a la parte final del lowstand donde se encuentra a la superficie progradante máxima (maximum progradation surface), superficie transgresiva (transgressive surface) o superficie superior del lowstand (toplowstand surface), en donde se verá un cambio en el acomodo geométrico de las parasecuencias (geometrías progradantes a geometrías retrogradantes relacionadas a un TST), la cual divide al LST con el TST (Emery & Myers, 1996).

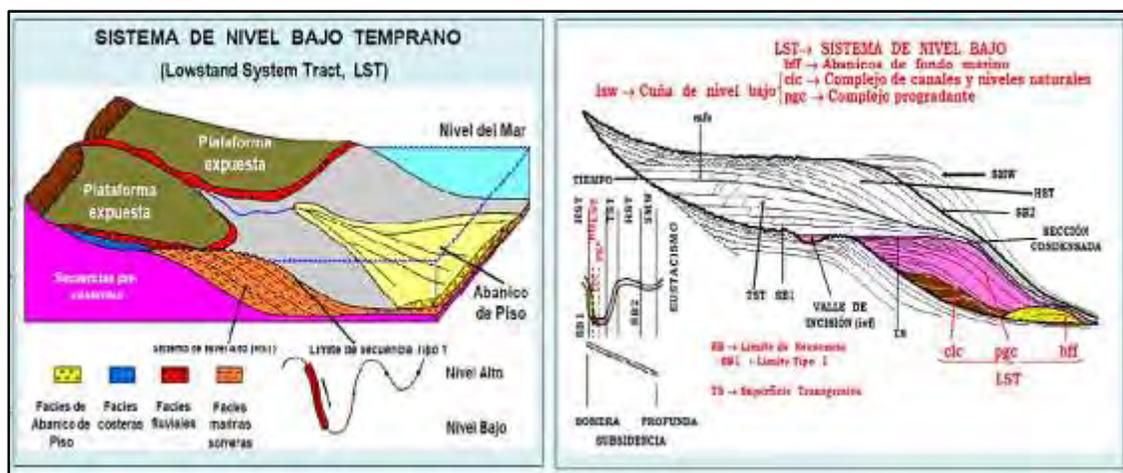


Figura 4.23_Sistema de nivel bajo temprano (Lowstand System Tract LST)
(Tomando de Posamentier y Vail, 1988).

2) Sistemas de Depósito Transgresivos (Transgressive System Tract (TST))

En este sistema se caracteriza por presentarse dentro del LST y HST; en este sistema se depositan los sedimentos durante un ciclo de ascenso del nivel relativo del mar, cuando el volumen del acomodo de los estratos superiores se incrementa más rápido que la tasa de aporte de sedimento (Cateneanu, 2002).

Este sistema se asocia a una superficie de inundación marina que forma la primera etapa de inundación significativa en una secuencia. Marcan el inicio del periodo en que el ritmo de creación del espacio de acomodo es mayor que el ritmo de suministro de sedimento. Contiene sobre todo estratos superiores, con pocas clinoformas asociadas, y es enteramente retrogradacional.

Estos sistemas pueden mostrar evidencia de insuficiente sedimento, y pueden ser ricos en carbón, depósitos de inundación y depósitos lagunares o lacustres. Los sistemas de drenaje se pueden inundar para formar los estuarios. Las amplias áreas de la plataforma son características de sistemas de depósito transgresivos, donde la influencia de las marea puede ser extensa (Emery y Myers, 1996).

Por lo general es en el TST cuando se da el máximo nivel relativo del mar y una vez que se alcanza éste, empieza a descender nuevamente, llegando a un punto donde el aporte de sedimento y el espacio de acomodamiento sean los mismos, en el cual se forma la superficie de máxima inundación (máximum flooding surface), dando un cambio a geometrías progradantes nuevamente (Figura 4.24).

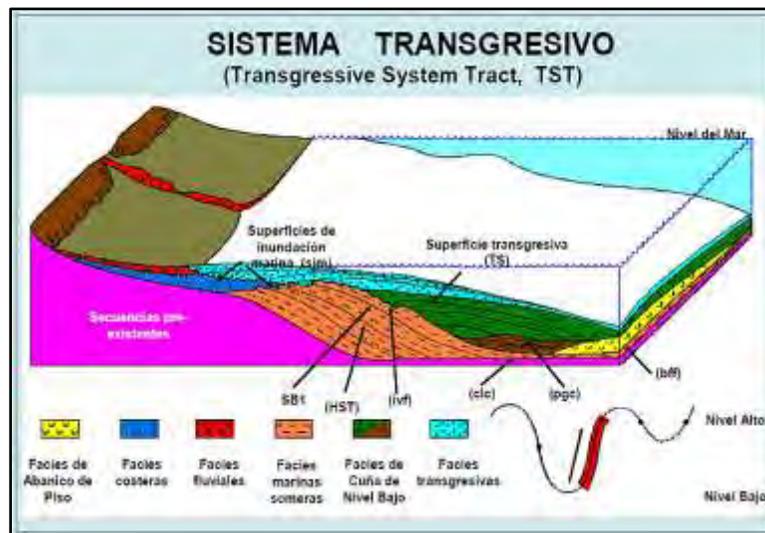


Figura 4.24_Sistema Transgresivo (Transgressive System Tract, TST) (Tomado de Posamentier y Vail, 1988).

3) Sistemas de depósito de nivel alto (Highstand System Tract (HST))

Los depósitos de nivel alto representan los estratos superiores (más jóvenes) de la secuencia, representado por un sistema de topset clinoformas depositados después de la máxima transgresión y antes del límite de secuencia (SB). Es en este sistema donde se presenta un descenso en el nivel relativo del mar, dando primero las geometrías agradacionales y después, las progradantes (Catuneanu, 2002).

Posamentier y Vail (1988), proponen varios modelos en los que consideran que la parte final del HST se caracteriza por el depósito de material fluvial y proponen el término de línea de bahía, siendo este el límite entre el perfil de la corriente y los procesos fluviales que son reemplazados por procesos de plataforma y mixtos; conforme el nivel del mar disminuye, la línea de bahía empieza a migrar en dirección a la cuenca, en lo que corresponde a la parte proximal del perfil de depósito, generando el acomodamiento de sedimento fluvial (Figura 4.25).

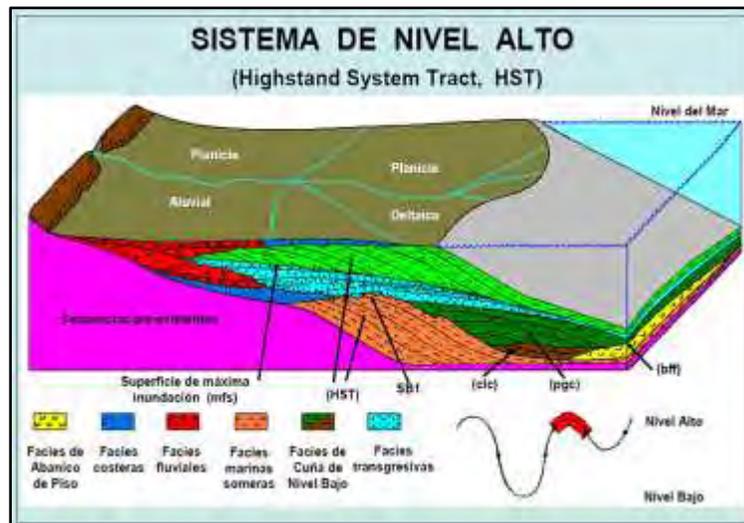


Figura 4.25_Sistema de Alto Nivel (“Highstand System Tract”) (Tomado de Posamentier y Vail, 1988).

4) Superficie de máxima inundación (Maximum Flooding surface (MFS))

Corresponde a una superficie de depósito que se formó en el momento que la línea de costa está en su posición máxima hacia la Tierra, es decir, el momento de la transgresión máxima (Posamentier y Allen, 1999). Esta superficie marca la época de máxima inundación o transgresión de la plataforma y separa el sistema de depósito transgresivo del sistema de depósitos de highstand; en las secciones sísmicas se expresa a menudo como una superficie de downlap. La plataforma marina y los sedimentos de la cuenca asociados con esta superficie son el resultado de bajos ritmos de depositación de sedimentos pelágicos-hemipelágicos y por lo general son delgadas y de grano fino; estos sedimentos finos forman la sección condensada (Mitchum, 1977).

Una MFS a menudo puede ser la única parte de un ciclo sedimentario que es rico en fauna. Es común que, en el continente, la superficie de máxima inundación puede coincidir con la superficie transgresiva subyacente formada durante o justo después de la fase transgresiva inicial que siguen inmediatamente al nivel del mar del lowstand. Una MFS a menudo marca la superficie límite entre el engrosamiento y los ciclos ascendentes que se utilizan para relacionar estos ciclos a una profundidad en una sección geológica. Es equivalente con la superficie de máxima transgresión (Helland-Hansen y Martinsen, 1996) con una superficie transgresiva final (Nummedal, 1993) en la cima de los estratos que son retrogradacionales; también se tienen downlap de estratos normales o ciclos regresivos del highstand (Catuneanu y Eriksson, 2002).

5) Superficie transgresiva (Transgressive Surface (TS))

Es una superficie de inundación marina que constituye la primera superficie de inundación importante en una secuencia. Una superficie transgresiva, está constituida de secuencias terrígenas y algunos carbonatos, marca el inicio de la época en que el ritmo de creación de espacio de acomodo es mayor que el ritmo de

suministro de sedimento. Constituye la base de la parasecuencia retrogradacional que apila patrones de los Sistemas de Depósito Transgresivos (Emery y Myers, 1996). En la figura 4.26 se muestra las dos superficies definidas anteriormente como: Superficie de Máxima Inundación (Maximum Flooding Surface (MFS)) y Superficie Transgresiva (Transgressive Surface (TS)).

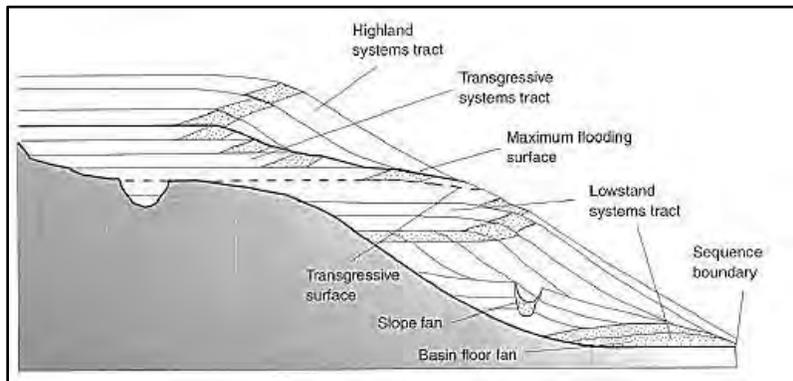


Figura 4.26_ Superficie de Máxima Inundación (Maximum Flooding Surface (MFS)) y Superficie Transgresiva (Transgressive Surface (TS)) (Tomado de Emery & Myers, 1996).

4.3.2.2 Secuencias Estratigráficas

El término “secuencia”, fue definido de manera general como “Una unidad estratigráfica que está compuesta por una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitado en su cima y base por discordancias o sus concordancias correlativas” (Mitchum, 1977). Esta definición generalizada no especifica la escala o la duración de la secuencia, ni implica ningún mecanismo particular para que se originen las discordancias. Se les denomina discontinuidad o discordancia a la relación genética entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas entre cuyo depósito respectivo haya mediado una interrupción sedimentaria medible (Arellano Gil, 2006).

Una secuencia representa un ciclo de depositación limitado por una superficie de erosión, depositada durante un importante ciclo de descenso y ascenso del nivel base del mar. En la mayoría de las cuencas, el nivel base es controlado por el nivel del mar, y una secuencia es el producto de un ciclo de descenso y de ascenso de nivel relativo del mar. Las secuencias deposicionales están constituidas por parasecuencias (subdivisiones de menor rango observables dentro de una secuencia deposicional), que son sucesiones relativamente conformes de capas genéticamente relacionadas que dan lugar a secuencias someras, limitadas por superficies de inundación marinas o sus superficies correlativas (Van Wagoner et al., 1987).

Las secuencias se subdividen en cortejos sedimentarios ("systems tracts") que son conjuntos de sistemas deposicionales contemporáneos (Brown y Fisher, 1977) formados durante los diferentes transectos de un ciclo de variación del nivel de base, y definidos por su situación dentro de la secuencia y por el tipo de apilamiento de sus parasecuencias y conjuntos de parasecuencias. Estas sucesiones de secuencias relacionadas genéticamente entre sí, en las cuales las

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

secuencias individuales se agrupan en un conjunto de secuencias lowstand (LST), transgresivo (TST) y highstand (HST) (Figura 4.27) (Mitchum y Van Wagoner, 1991). Vail (1987) en Miall (1997) define tres factores básicos que conforman la relación existente entre la arquitectura sísmica de la cuenca y el ambiente depositacional. Los mismos son cambios eustáticos del nivel del mar, subsidencia y el aporte de sedimentos.

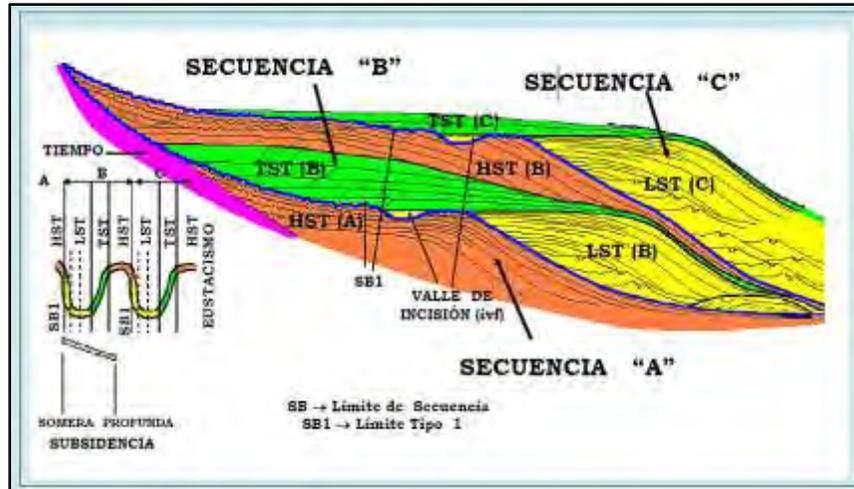


Figura 4.27 Geometría de paquetes sedimentarios, asociados a tres sistemas de transporte y depósito; Lowstand (LST), transgresivo (TST) y el highstand (HST) (Tomado de Vail (1977) y Van Wagoner, et al. (1988)).

4.3.2.2.1 Límites de Secuencias (Sequence Boundary (SB))

Las secuencias se pueden identificar al conocer sus límites (SB), que están definidos por discontinuidades, continuidades correlativas o hiatos; estos pueden ser de carácter erosionales, no erosionales y continuos (Brown y Fisher; 1980).

Algunas secuencias presentan límites bien definidos que corresponden con importantes discordancias erosivas y sus concordancias correlativas; estos límites son el producto de un descenso en el nivel del mar que erosiona la superficie del sedimento expuesto de la secuencia o secuencias anteriores. Estos límites son diacrónicos, cubriendo con los materiales depositados el previo sistema de depósito de highstand y erosionando la superficie de los sedimentos depositados de manera contemporánea a la regresión forzada asociada al descenso del nivel del mar (Catuneanu y Eriksson, 2002).

Las discordancias que delimitan la secuencia aparecen en la sección como superficies discontinuas que marcan la terminación de los estratos. Vail y colaboradores (1984) definen dos tipos de discontinuidades en función de la velocidad y extensión a la que se produce el descenso eustático.

Las discontinuidades tipo 1 se caracterizan por una etapa de erosión submarina y, subaérea en el techo de la secuencia. Estas se forman cuando la velocidad del descenso del nivel eustático excede a la subsidencia en el borde de la plataforma continental. Las discontinuidades tipo 2 presentan únicamente erosión subaérea en la parte interna y media de la plataforma sin alcanzar el borde. Son formadas cuando la velocidad del descenso eustático es inferior a la subsidencia en el borde de la plataforma, pero excede a la parte interna.

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

Las relaciones de los estratos con los límites de secuencia dependen del paralelismo o falta de paralelismo entre los estratos y la superficie límite. Si los estratos de arriba y abajo de esta superficie son continuos, no hay prueba de la existencia de una discordancia entre ellos, únicamente se puede apreciar si hay un cambio de litofacies (litológico); pero si son discontinuos, está claro existe discordancia (Martínez Cedillo, 2005).

Las discordancias son los principales criterios físicos que se utilizan para determinar los límites de las secuencias. Según el tipo de discordancia, se puede inferir si ésta deriva de erosión o de interrupción del depósito. Se ha demostrado que las discordancias de tipo 1 y tipo 2 pueden limitar al mismo tipo de secuencia en distintas localidades y son los productos de diferentes ritmos de sedimentación y distribución en el espacio para el mismo intervalo de tiempo (Posamentier y Allen, 1999). Se han reconocido dos tipos de límites de secuencia (Figura 4.28), las cuales diversos autores los define como:

El límite de secuencia tipo I, se generan durante períodos de exposición del borde de la plataforma (Jervey, 1988 y Posamentier et al., 1988), cuando el nivel del mar baja por debajo de la ruptura de la línea de costa deposicional (depositional shoreline break) o ruptura de "offlap" (Vail et al., 1991).

Límite de secuencia de tipo II, se producen cuando el nivel del mar no baja lo suficiente como para caer bajo la ruptura de la línea de costa deposicional (depositional shoreline break) o ruptura de "offlap" y se generan al principio de la subida del nivel de base (Jervey, 1988 y Posamentier et al., 1988).

En la figura 4.28 se muestra un modelo con la terminología para la arquitectura de secuencias, asociándolas a patrones deposicionales, con lo cual se tiene una técnica para identificar y datar estratos en cuencas donde sólo líneas sísmicas están disponibles.

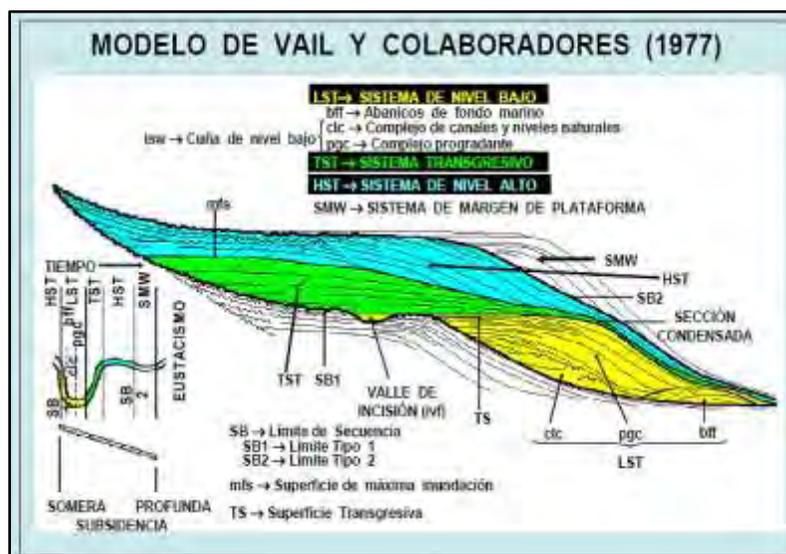


Figura 4.28_Arquitectura de la Estratigrafía de Secuencias, donde se muestra el límite de secuencia tipo I y II (Tomado de Peter Vail, 1977).

4.3.2.2.1.1 Patrones de terminación en los estratos y su relación con los SB

Se refiere a la forma en la cual los estratos terminan contra el límite de la secuencia, lo que determina o condiciona el carácter de la discordancia. Los principales tipos de terminación de los estratos son; la terminación lateral de un estrato en su límite natural de depósito y el truncamiento o sea la terminación lateral abrupta de un estrato.

Las relaciones concordantes y discordantes de los estratos con los límites de las secuencias deposicionales son el principal criterio utilizado en el la identificación de los límites de una secuencia sísmica. Tales relaciones se basan en el paralelismo, o la ausencia de este entre estratos y sobre el límite de la superficie de estos mismos (Gutiérrez Tamayo, 2011).

Las terminaciones de reflexión son caracterizadas en una sección sísmica, por la geometría entre la reflexión y la superficie sísmica contra las cuales termina.

A continuación se describen la relación de los patrones de terminación en los estratos con los límites de secuencias deposicionales.

Terminación lateral (Lapout)

Es la terminación lateral de un reflector en su límite de depósito, el lapout puede ocurrir en el límite superior, en donde adquiere el nombre de toplap o puede ocurrir en el límite inferior donde se le da el nombre de onlap o downlap.

TOPLAP

Se define como la terminación de estratos inclinados (clinoformas) que se ubica en el límite superior de una secuencia, está representado por como terminan los reflectores sísmicos con ese límite superior, estos reflectores representan estratos, cuya disposición es resultado de un tiempo de erosión o no depositación (O. Catuneanu, 2006).

Esta configuración puede indicar ya sea un nivel del mar estable o un descenso en el nivel del mar, pero también una progradación por un aumento del aporte sedimentario clástico; a lo que podemos decir que se encuentra en ambientes marinos someros progradantes. Puede corresponder también con sedimentación rápida que forma superficies con cierta inclinación (Figura 4.29).



Figura 4.29_Muestra el límite superior de una secuencia y que corresponde con un Toplap (Tomado de <http://www.sepmstrata.org>)

OFFLAP

Es un término muy común usado en la estratigrafía sísmica, para aquellos patrones de reflexiones generados por estratos que progradan dentro del mar profundo, este fenómeno sugiere una regresión con la reducción del nivel del mar (O. Catuneanu, 2002).

Se define como el decrecimiento progresivo fuera de la costa por etapas, las cuales se identifican por las terminaciones de los reflectores, los cuales presentan fuertes inclinaciones de las unidades sedimentarias dentro de una secuencia sedimentaria conformable, donde las unidades sucesivas de edad más reciente van a exponer una parte de las unidades se más antiguas sobre las que descansan; véase la figura 4.30 (The American Geosciences Institute, 2000).

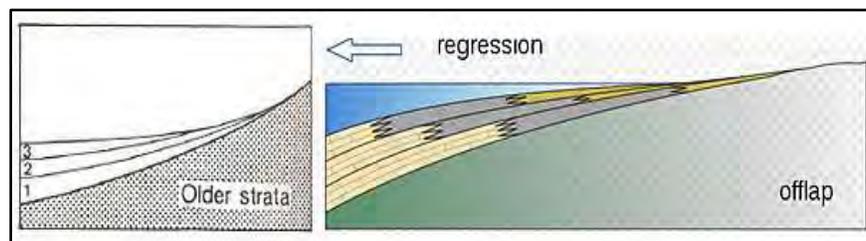


Figura 4.30_Patrón de reflectores; estratos inclinados que migran hacia la parte central de la cuenca que corresponde a un offlap (Tomado de Vail, 1977)

BASELAP

Este término se emplea en reflectores que terminan en el límite inferior; puede consistir en un downlap, si la inclinación de la superficie es menor que la inclinación de los estratos suprayacentes, o un onlap, donde la inclinación de la superficie es mayor; esto debido a una deformación (Figura 4.31). A continuación se definen estos dos tipos de superficies, tomando como referencia el trabajo de Catuneanu, 2002.

1. Onlap (traslape)

Se define como una superficie horizontal que está en contacto con una superficie inclinada; también se define como los estratos que terminan progresivamente con una superficie inclinada de mayor echado; está ubicado en los límites inferiores de una secuencia (Figura 4.31). Onlap también puede ser denominado como lapout, y marca la terminación lateral de una unidad sedimentaria en su límite depositacional.

En una sección sísmica se distingue dos tipos de onlap; marinos y costeros.

- a) *Onlap marino*. Son estratos marinos, que representa un cambio en la depositación marina a depósitos no marinos, donde no hubo depósito o condensación como resultado del relleno parcial de sedimentos marinos. Este tipo de reflexiones indican un cambio de facies marinas a depósitos pelágicos

de baja energía; la superficie sísmica de onlap marino representa un hiato marino o un intervalo condensado. Los patrones de onlap marino no pueden ser utilizados para determinar los cambios en el nivel relativo del mar, porque el nivel del onlap marino no está relacionado directamente con el nivel relativo del mar.

b) *Onlap costero (coastal onlap)*. Representa estratos de ambientes no marinos, transicionales o marinos marginales, los cuales presentan cambios de una zona de depósito a zonas donde va a ocurrir erosión o no depósito en el margen de la cuenca, está delimitada por discordancias, esta secuencia representa generalmente un depósito formado durante una transgresión. En los onlap costeros se pueden inferir los cambios en el nivel relativo del mar con los patrones que se van a desarrollar en la superficie traslapada (onlapped) por el onlap costero. De esta manera, se tendrá una progresión en dirección de la costa, siempre y cuando exista un ascenso en el nivel relativo del mar, mientras que se tendrá patrones de onlap costero rumbo a la cuenca, cuando se presente un descenso en el nivel relativo del mar, sin embargo, hay que tomar en cuenta que esto también depende del aporte de sedimento (Mitchum et al., 1997).

II. *Downlap*

Es la terminación de estratos o reflectores inicialmente inclinados que terminan progresivamente en dirección a la cuenca con una superficie horizontal o inclinada; se encuentra ubicado en los límites inferiores de una secuencia depositacional (Figura 4.31); Además, representa un cambio en el depósito de talud marino (o lacustre) a un depósito marino (o lacustre) de condensación o de no depósito (Mitchum et al., 1997).

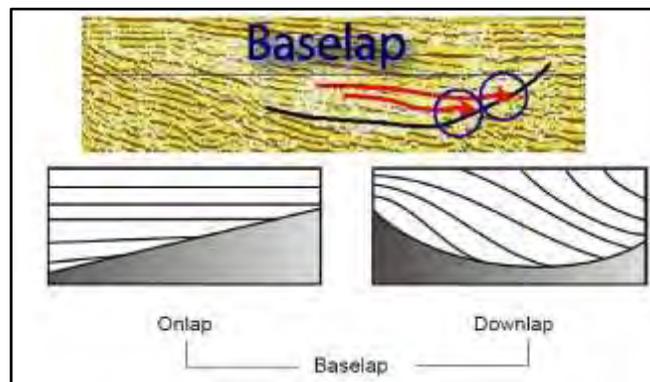


Figura 4.31_Representación esquemática de un Baselap (Tomado de Mitchum, 1977).

TRUNCAMIENTO

Es la terminación de estratos o de las reflexiones sísmicas a lo largo de discordancias, por efecto erosivo o por efectos estructurales (cualquier tipo de falla); véase la figura 4.32. Con base en esto, se derivan dos tipos de truncamiento, el truncamiento erosional y el truncamiento estructural (Mitchum et al., 1997).

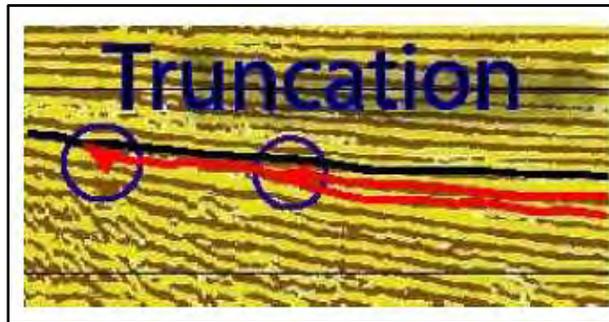


Figura 4.32_Representación esquemática de un truncamiento (Tomado de C. Kendall, 2008)

Truncamiento erosivo

Es la terminación lateral de estratos o reflectores sísmicos contra una superficie de erosión suprayacente, se presenta en el límite superior de una secuencia y puede tener una gran extensión o estar limitado a un canal fluvial; es una clara evidencia de un hiato erosional (Figura 4.33).

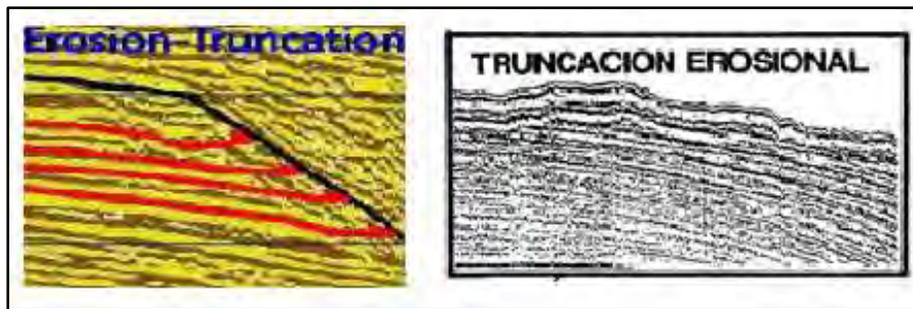


Figura 4.33_Representación de un truncamiento erosional (Tomado de C. Kendall, 2008)

La superficie de erosión puede ser marina desarrollándose en la base del cañón, en la superficie de un canal, y en superficies erosivas no marinas; por lo que es posible que se desarrolle un límite de secuencia, la cual puede tener cuatro tipos de discontinuidades estratigráficas, que den como resultado este tipo de límite de secuencia y que corresponde con una discordancia angular, una disconformidad, una paraconformidad o una inconformidad.

Truncamiento estructural

Es la terminación lateral de un estrato o reflector por una estructura geológica (fallas, diapiros de sal o arcilla), slumps o intrusiones ígneas (Figura 4.34).

Dominic Emery y Keith Myers (1996), consideran además al truncamiento aparente; el cual se define como la terminación de reflectores con ángulos bajos de las reflexiones sísmicas por debajo de las superficies sísmicas emergidas (la superficie representa una condensación marina); véase la figura 4.35.

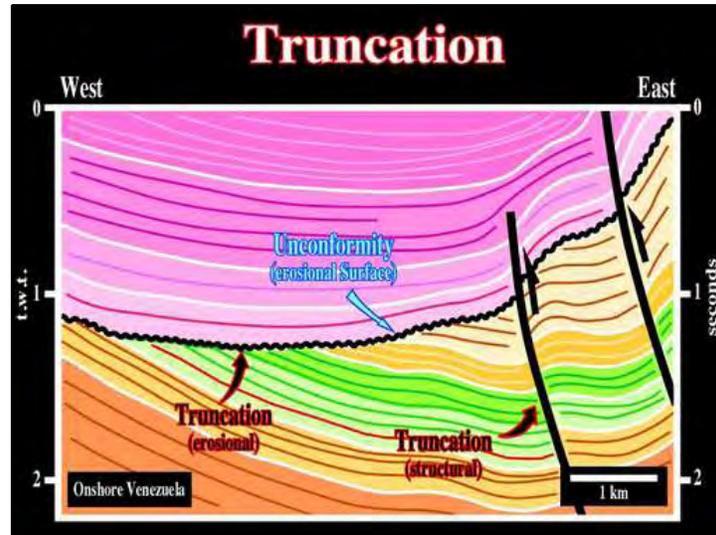


Figura 4.34_Representación de truncamiento estructural (Tomado de "Seismic-Sequential Stratigraphy", Universida de Fernando Pessoa Porto, Portugal, 2007).

Concordancia

Son secuencias continuas y paralelas de estratos o reflectores limitados en su parte inferior y superior, donde se tienen facies diferentes las cuales muestran en las secciones sísmicas un gran contraste; en la figura 4.35 se muestra una representación esquemática de las diferentes terminaciones de los reflectores; propuesto por diferentes autores.

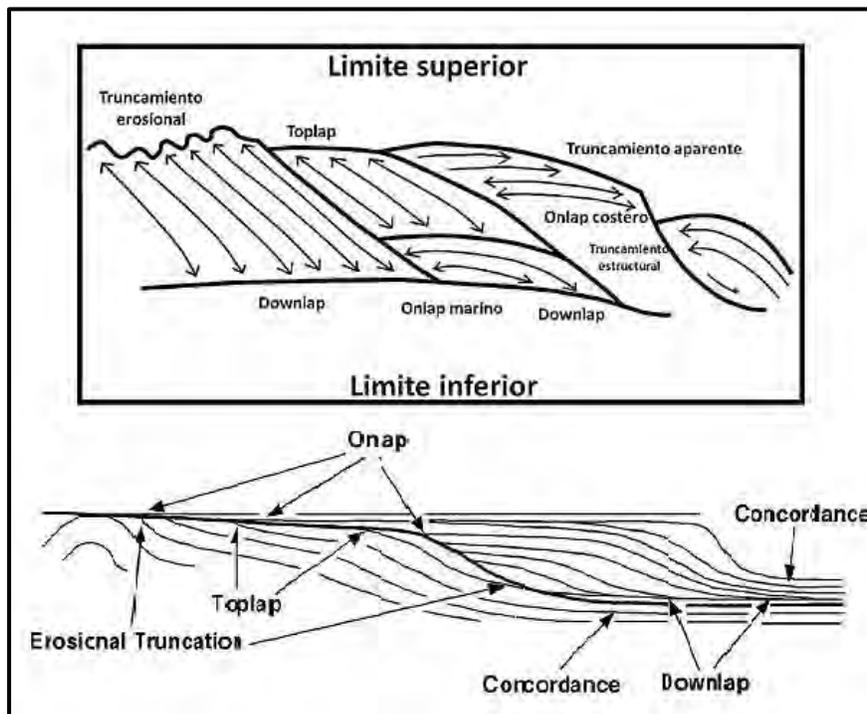


Figura 4.35_Representación esquemática de las diferentes terminaciones de los reflectores (Tomado Emery y Myers, 2006 y C. Handford, 1987).

Como pudimos observar las secuencias estratigráficas pueden ser representadas en una sección sísmica de acuerdo a la relación que guardan la geometría de las reflexiones y la superficie sísmica contra los patrones de terminación en los estratos; estos patrones se refieren a la forma en la cual los estratos terminan contra el límite de la secuencia, lo que determina o condiciona el carácter de la discordancia.

4.3.2.3 Resolución y atributos de datos sísmicos

Interface reflectora o reflector sísmico

Un reflector sísmico representa un contraste en las impedancias acústicas en el medio y son generados a lo largo de superficies con dicho contraste; el concepto es fundamental dentro de la estratigrafía sísmica. Los reflectores pueden ser caracterizados por su amplitud, continuidad, frecuencia dominante, las cuales son de gran ayuda para determinar el ambiente de depósito de los sedimentos.

Resolución

La resolución es la habilidad de separar dos eventos que se encuentran cerca y es el tamaño mínimo detectable de características individuales del subsuelo en una sección sísmica (Sheriff, 2002).

La resolución sísmica depende de varios factores, tales como; la longitud de onda, la frecuencia, la fase y la amplitud, además de que con los datos sísmicos se pueden obtener atributos sísmicos que se relacionan con propiedades físicas de interés, como son: porosidad, fluidos y fracturas (Jiménez Guerrero, 2005).

Hay dos tipos de resolución que son considerados; la resolución vertical y lateral. Ambas están controladas por el ancho de banda espectral. El criterio para la resolución vertical es la longitud de onda dominante, que es la velocidad de onda dividido por la frecuencia dominante. La deconvolución trata de aumentar la resolución vertical mediante la ampliación del espectro, comprimiendo así la ondícula sísmica.

El criterio para la resolución lateral es la zona de Fresnel, un área circular en un reflector, cuyo tamaño depende de la profundidad en el reflector, la velocidad sobre el reflector y, de nuevo, la frecuencia dominante. La migración mejora la resolución lateral por la disminución de la anchura de la zona de Fresnel, separando así las características que son borrosas en la dirección lateral (Ozdogan Yilmaz, 1988).

Resolución vertical

La resolución vertical se define como la mínima distancia vertical que se puede observar entre dos interfases litológicas, producidas por dos reflexiones

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

discretas (Regueiro, 1997), el cual considera el espesor mínimo de una capa para que se puedan reconocer las reflexiones de su cima y su base.

La resolución sísmica vertical es función de la longitud de onda del registro sísmico. La máxima resolución representa un valor entre 1/8 y 1/4 de la longitud de onda dominante (Sheriff, 1977).

Tomando en cuenta la limitación de resolución de los datos sísmicos, se pueden obtener características sólo de algunas decenas de metros en espesor y el doble de esto para los rasgos laterales de las capas (Liner, 2004). El valor de la resolución sísmica vertical se deriva de la ecuación de longitud de onda:

$$\lambda = v * T = \frac{v}{f} \quad \text{Ec. 4.21}$$

Dónde: λ = Longitud de onda; v = velocidad; T = período; f = frecuencia
Por lo que la resolución vertical (Rv) para los datos sísmicos está dada por:

$$Rv = \frac{V}{N * \Delta f} \quad \text{Ec. 4.22}$$

Dónde: $N= 4$ para datos de alta calidad y $N=2$ para datos ruidosos
 V = velocidad del intervalo; $\Delta f = f_{\text{max}} - f_{\text{min}}$ = Rango de frecuencias

En la tabla 4.2 se muestra valores de resolución vertical, teniendo en cuenta la velocidad y un intervalo de frecuencia.

$V(\text{m/s})$	F (Hz)	λ (m)	$Rv = \frac{V}{4f} = \frac{\lambda}{4}$ (m)
2000	50	40	10
3000	40	75	19
4000	30	133	33
5000	20	250	62.5

Tabla 4.2_ Valores de resolución vertical (Tomado de Seismic Data Processing, Ozdogan Yilmaz, 1988)

Resolución horizontal o lateral

La resolución horizontal o lateral, refiere a la habilidad de reconocer dos rasgos desplazados lateralmente como dos eventos contiguos bien definidos (Chopra, 2006).

En el caso particular donde los reflectores están posicionados horizontalmente, la resolución sísmica horizontal es la mitad del espaciado entre los reflectores. La resolución horizontal está condicionada por la zona de Fresnel (Figura 4.36), la cual puede definirse como el área que devuelve la energía emitida por la fuente al detector dentro de $1/4 \lambda$ de las llegadas iniciales; y la cual depende de la frecuencia, velocidad del medio y de la profundidad del reflector (Yilmaz, 1988, Teixidó Ullod, 2000 y Vitolla Ávila, 2010).

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

A continuación se muestra la ecuación que determina el límite de la resolución horizontal:

$$r = \sqrt{\frac{\lambda Z}{2}} = \frac{V}{2} * \sqrt{\frac{t}{f}} \quad \text{Ec. 4.23}$$

Dónde: r (zona de Fresnel), λ (longitud de onda), V (velocidad de onda en el medio), t (tiempo) y f (frecuencia de la onda).

En la figura 4.36 se muestra como el radio de la zona de Fresnel es dependiente de la frecuencia (o longitud de onda); ya que mientras mayor sea la frecuencia (mas pequeña la longitud de onda) la zona de Fresnel es mas estrecha y la resolución lateral es mayor.

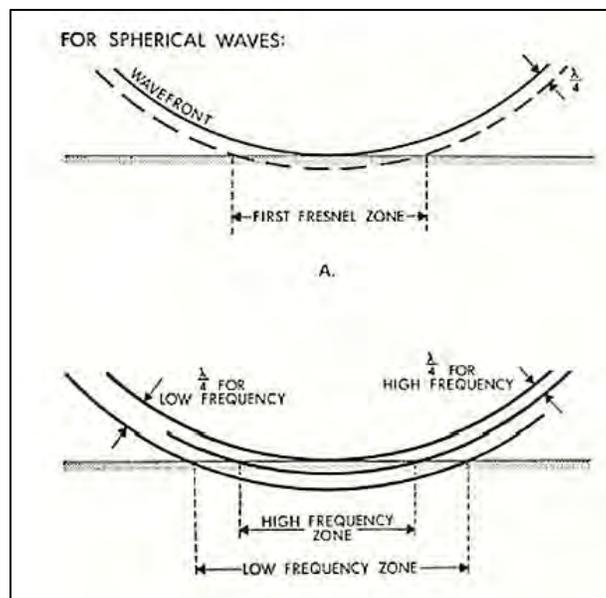


Figura 4.36_La Zona de Fresnel y las limitaciones en la resolución sísmica lateral (Tomado de Sheriff, 1977).

Atributos sísmicos

Los atributos sísmicos son mediciones específicas de características geométricas y físicas obtenidas a partir de datos sísmicos. Algunos son más sensitivos que otros a ambientes específicos del yacimiento; algunos son mejores para revelar anomalías del subsuelo no fácilmente detectables y algunos otros han sido usados como indicadores directos de hidrocarburos (Chen y Sydney, 1997).

Los atributos sísmicos usados para la caracterización del yacimiento son: variaciones temporales y espaciales de amplitud de reflexión, fase de la reflexión, frecuencia de la ondícula, forma de la ondícula y atenuación. Las interpretaciones estratigráficas y estructurales basadas en los estudios sísmicos se hacen analizando patrones superficiales de estos atributos sísmicos a lo largo de horizontes sísmicos seleccionados (Solé Salgado, 2008).

Clasificación de atributos sísmicos

Los atributos sísmicos pueden ser clasificados de diferentes formas; estas clasificaciones han cambiado a través de los años, la manera más común de clasificarlos es de acuerdo a la utilidad identificable en los mismos (Solé Salgado, 2008).

Existen dos grandes categorías generales:

1. Atributos físicos o características de la reflexión
2. Atributos geométricos o configuraciones de la reflexión

Atributos físicos: Este tipo de atributos están relacionados con los parámetros físicos del subsuelo y por lo tanto con la litología; estos incluyen amplitud, fase y frecuencia; véase la tabla 4.3.

Clasificación de Atributos Físicos		
Según el tipo de dato	Según el tipo de proceso	
Pre-Apilamiento	Instantáneos	Multitrazas
Post-Apilamiento	Interválicos	azimutales

Tabla 4.3_Clasificación de atributos físicos (Tomado de Zapata López 2001).

Los atributos instantáneos (Figura 4.37) y las tecnologías de visualización 3D, tales como discontinuidad y cubos de inversión, integrados con información petrofísica e información de litofacies proporcionan nuevas formas para delinear arquitecturas carbonatadas y sistemas de poros (Sarg y Schuelke, 2003).

RESUMEN DE ATRIBUTOS SÍSMICOS			
	Amplitud Instantánea	Fase Instantánea	Frecuencia Instantánea
Definición	$a(t) = \sqrt{x^2(t) + y^2(t)}$	$\phi(t) = \arctan \frac{y(t)}{x(t)}$	$F(t) = \frac{d(\phi(t))}{dt}$
Uso interpretativo	<ul style="list-style-type: none"> -Identificar fallas y canales, detectar yacimientos de gas o "puntos brillantes (bright spots)". -Definir eventos reflectores masivos como discordancias. -Detectar efectos de sintonía (tuning effects) de estratificación delgada. 	<ul style="list-style-type: none"> -Revela eventos débiles, tales como canales y abanicos por ganancia de su continuidad. -Ayuda a identificar límites de secuencias sísmicas y patrones de estratificación sedimentaria. -Inversión evidente de fase cuando el gas está presente. 	<ul style="list-style-type: none"> -Identificar discordancias estructurales y/o estratigráficas laterales como acuñamientos, contactos aceite/agua, contactos aceite/gas. -Definir límites de compartimentos de yacimientos

Figura 4.37_Características principales de los atributos instantáneos (Tomado de AAPG, 2003).

Atributo geométrico. Los atributos geométricos realzan la visibilidad de las características geométricas de los datos sísmicos; estos incluyen echado, azimut y continuidad. Son usados para la interpretación estratigráfica puesto que definen eventos característicos y sus relaciones espaciales, y pueden ser usados para cuantificar características que directamente asistan en el reconocimiento de patrones deposicionales, y la litología relacionada (Tabla 4.4).

Clasificación de Atributos Geométricos	
Echado y azimut	Coherencia
Curvatura y forma del reflector	

Tabla 4.4_ Clasificación de atributos geométricos (Tomado de Solé Salgado, 2008).

4.3.3 Interpretación sismoestratigráfica

La sismoestratigrafía es la interpretación de secciones sísmicas en términos de la historia cronoestratigráfica de una cuenca sedimentaria, la cual permite diferenciar superficies isócronas reflejo de eventos geológicos (discontinuidades, fallas y superficies de continuidad correlativas).

La estratigrafía sísmica permite reconocer secuencias deposicionales, en el conjunto de sedimentos que rellenan una cuenca sedimentaria. Para realizar lo anterior se toman en cuenta lo siguiente:

- Reflectores paralelos a los planos de estratificación.
- Identificación de paquetes de estratos limitados por discordancias.
- Identificación de paquetes de estratos de diferente litología
- Se puede correlacionar unidades en sitios próximos y lejanos
- Se realizan interpretaciones útiles a gran escala.

4.3.3.1 Secuencia sísmica

Una secuencia sísmica es un conjunto de reflectores continuos en el espacio y tiempo genéticamente relacionados, que están limitados en su base y cima por superficies de discontinuidad, marcadas por la terminación de reflexiones que corresponden con discordancias o como concordancias correlativas (Vail et al, 1977; Brown y Fisher, 1980; Cross y Lessenger, 1988).

En una sección sísmica se pueden distinguir agrupaciones de reflejos concordantes entre sí o que tienen características similares y que están separados del remanente de la sección por una discordancia; estas unidades se consideran secuencias sísmicas (Figura 4.38). Una secuencia sísmica corresponde siempre con una secuencia de depósito identificada en una sección sísmica.

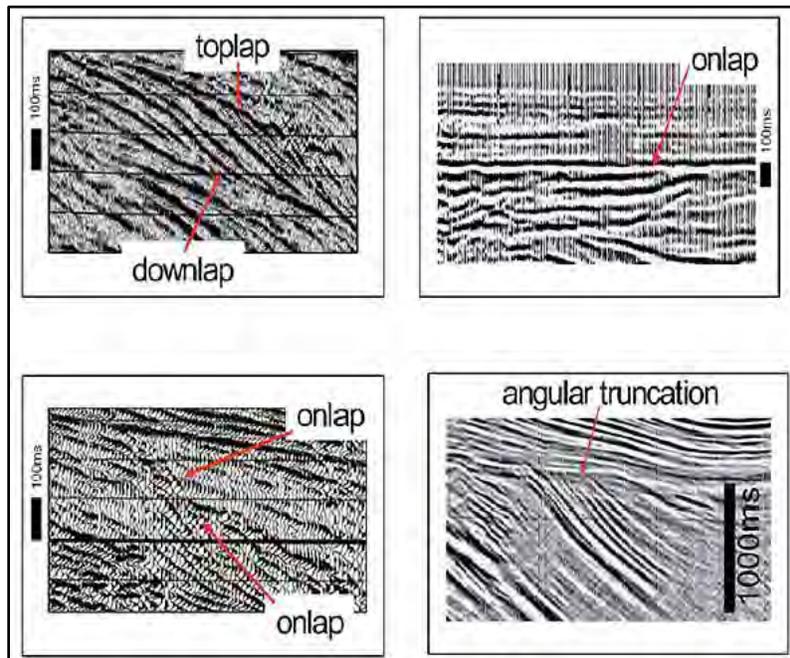


Figura 4.38_Secuencias sísmicas marcadas por la terminación de reflexiones (Tomado de Bally et al.; 1982).

4.3.3.2 Facies sísmicas

Las facies sísmicas es la respuesta sísmica a una litofacies y se define como una unidad tridimensional compuesta por reflejos sísmicos cuyos elementos difieren de los elementos de las facies adyacentes (Figura 4.39).

El análisis de las facies sísmicas es la descripción y la interpretación geológica de grupos de reflectores sísmicos y se distinguen con base a las siguientes características de reflexión sísmica como lo es la continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad en el intervalo, configuración interna de los reflectores, terminación; por ejemplo, tipos de terminación hacia los reflectores de límites de secuencias como truncaciones, cambios laterales y geometrías externas de los paquetes de reflexión; las facies sísmicas difieren de grupos de reflectores adyacentes por lo que se pueden separar por unidades (Brown Jr. and Fisher, 1980; Fortaine et al., 1987; Mitchum et al., 1977).

Las facies sísmicas pueden variar lateralmente debido a cambios de litofacies. De esta manera el análisis de facies sísmica en técnica cualitativa para el análisis estratigráfico de los datos sísmicos tanto en la exploración de hidrocarburos como en la caracterización de yacimientos.

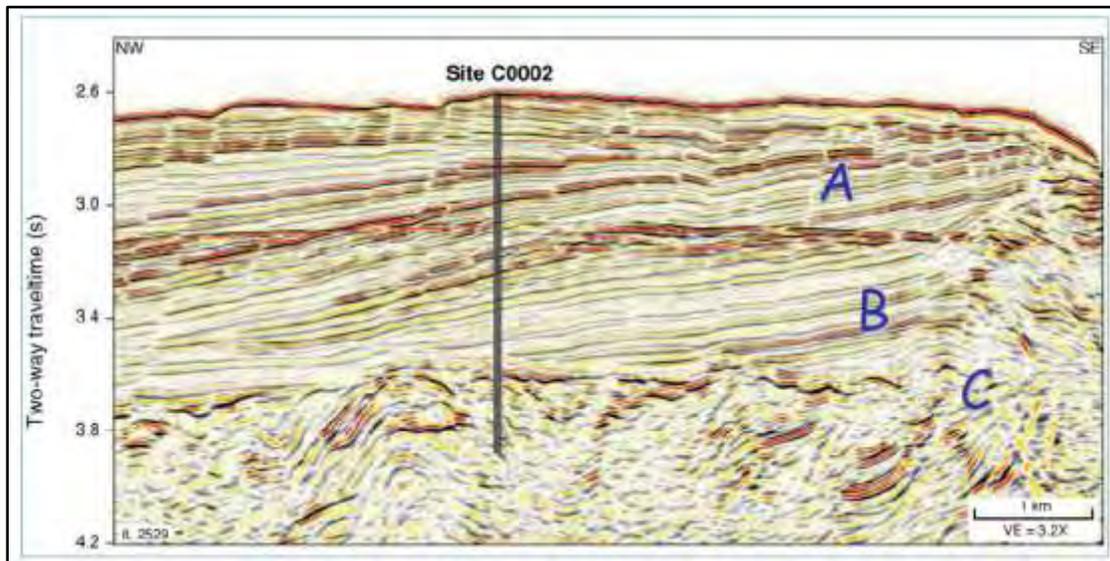


Figura 4.39_ Sección sísmica que muestra que A y B tienen la misma facies sísmica, que es distinta de C (Tomado de AAPG No 16, 1980)

4.3.3.3 Parámetros en la Sismoestratigrafía

En la estratigrafía sísmica se describen los reflejos sísmicos por medio de sus características que son la continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad del intervalo, geometría y configuración. De estas características la más importante para la interpretación geológica es probablemente la configuración, ya que a partir de la disposición de los reflectores se puede determinar el ambiente general del depósito.

Continuidad

Se refiere a la continuidad en la estratificación (continuidad en los reflectores sísmicos) y los procesos responsables de la depositación. A lo largo de la sección se pueden identificar reflectores sísmicos continuos, discontinuos o parcialmente continuos (Pérez Drago, 2010).

Se puede interpretar la continuidad de los reflectores como la continuidad que presenta un paquete de estratos con las mismas características litológicas y petrofísicas; esto conlleva a suponer que existe una homogeneidad en el paquete de estratos; las secciones sísmicas que muestran una buena continuidad de reflexión indican un ambiente de depósito extenso y uniforme; en muchos casos los reflejos continuos corresponden a superficies isócronas, como ocurre con los carbonatos de cuenca.

La no continuidad es usada para interpretar cambios laterales en la estratificación y en su caso ocurrencias de hidrocarburos (Mitchum, Vail & Sangree, 1977). Para secuencias carbonatadas, la continuidad dependerá del ambiente de depósito; en el caso del depósito en ambiente de cueca la continuidad es buena, siempre y cuando no hayan sido afectados por la halocinética (movimiento de la sal en el subsuelo).

En cambio para ambientes de talud las reflexiones son cortas esto nos indica los reflectores sísmicos son parcialmente continuo o discontinuos; esto debido a los procesos sedimentarios presentes (Slumps, deslizamientos, entre otros).

Dentro de los carbonatos, los que tienen menor continuidad son los crecimientos orgánicos, debido a su carácter interno masivo (Macurda, 1997).

En la figura 4.40 se muestra un ejemplo de patrones de reflexión continuos y discontinuos; que se presentan en una sección sísmica.

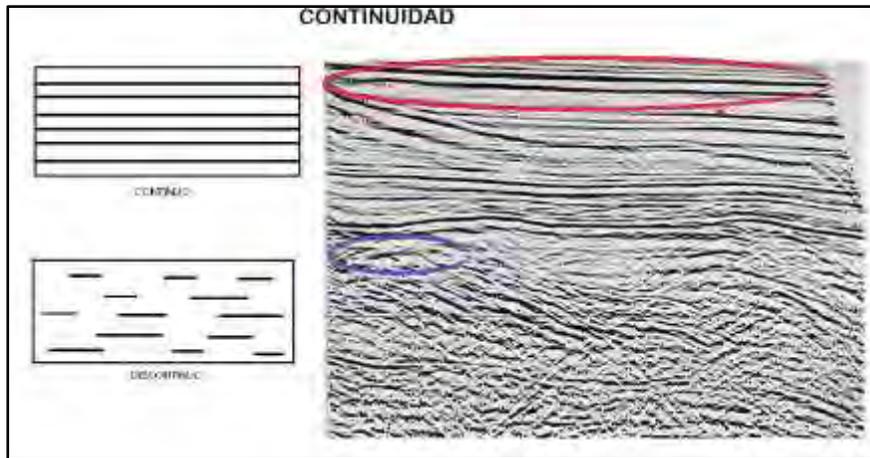


Figura 4.40_Ejemplo de patrones continuidad en los reflectores (Tomado de Seismic Data Processing Ozdogan Yilmaz, 1988).

Amplitud

La amplitud se refiere a la magnitud de los eventos de reflexión y es función de la impedancia acústica del medio; entre mayor es el contraste mayor es la amplitud y viceversa (Pérez Drago, 2010).

Las variaciones en la amplitud indican generalmente cambios en el espesor de los estratos y contenido de fluido en el medio poroso. Las anomalías en la amplitud nos permite realizar una buena interpretación del medio; como la identificación de contrastes de velocidad/densidad (impedancia acústica) de interfases individuales y su espaciamiento; también nos permite realizar la predicción de cambios de estratificación lateral y ocurrencia de hidrocarburos (Schlumberger, 2009).

La amplitud tiende a ser alta en ambientes de plataforma y es menor en ambientes de cuenca. En el caso de secuencias carbonatadas, generalmente muestran amplitudes altas, que están asociadas a crecimientos orgánicos; sin embargo no se puede generalizar ya que el interior de los crecimientos carbonatados es común encontrar una amplitud baja debido a que tiene una naturaleza masiva o por la falta de continuidad horizontal (Macurda, 1997).

Otra variación en la amplitud es la transición de caliza a dolomita, las dolomitas pueden tener amplitudes más fuertes que las calizas adyacentes.

En la figura 4.41 se muestran características internas de la amplitud (HA: alta amplitud; LA: baja amplitud; C: continua; SC: discontinua; M: con montículos) que se pueden interpretar de una sección sísmica.

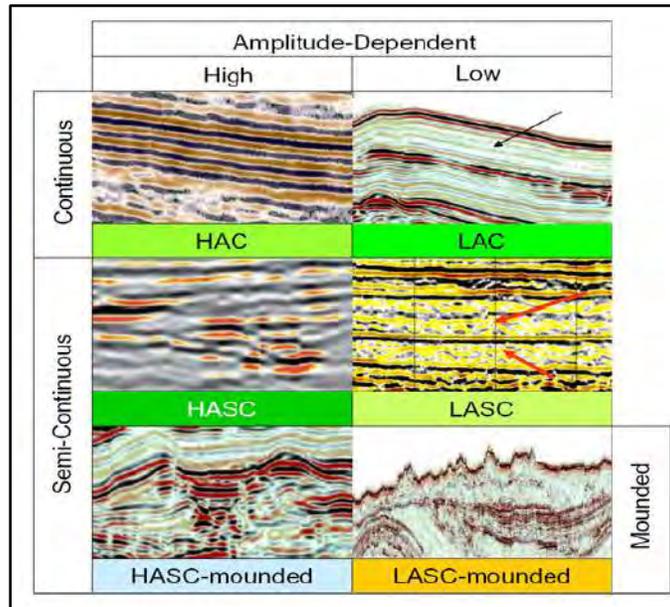


Figura 4.41_ Características internas de la Amplitud (Tomado de Seismic Stratigraphy "A Primer on Methodology", W. Snedden y F. Sarg, 2008)

Frecuencia

Es una característica del pulso sísmico, la frecuencia es medida por el número de reflexiones sísmicas para un tiempo de viaje. Además varios factores geológicos como el espaciamiento de reflectores o cambios laterales en la velocidad de intervalo se asocia con el espesor de los estratos y con la ocurrencia de gas; entre menor es la duración del pulso sísmico mayor es el contenido de frecuencia (Figura 4.42).

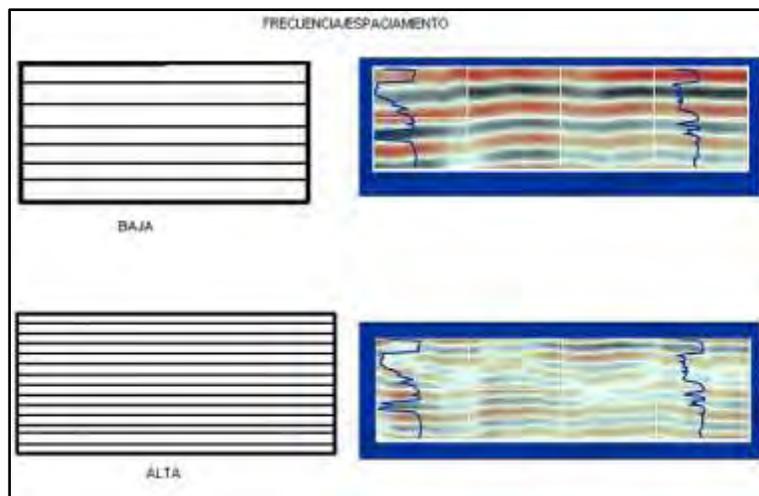


Figura 4.42_ Características internas de la frecuencia (Tomado de Hongliu Zeng, 2010).

La frecuencia de la señal es afectada por el espesor de los estratos, contenido de fluidos, presencia de hidrocarburos, variación lateral de facies, comúnmente las secuencias sísmicas obtenidas varían en un rango de 5 a 100 hertz (Schlumberger, 2009).

En general las rocas carbonatadas son caracterizadas por bajas frecuencias en comparación con las rocas siliciclásticas. Parte de esto es función de su alta velocidad que ofrece menos resolución interna. Las facies progradantes tienen frecuencias variables.

Velocidad del intervalo

Se define como la velocidad con la que se propagan las ondas elásticas dentro de una capa de roca homogénea, si se tiene un medio con diferentes capas, entonces cada una de ellas tiene una velocidad de intervalo (Schlumberger, 2009).

La velocidad de transmisión de las ondas elásticas depende de las propiedades elásticas del medio en el cual se propagan, y en términos geológicos depende en mayor grado de la compacidad y del estado de consolidación de la formación o capa geológica (Del Valle Toledo, 2000).

Los cambios de velocidad en el medio rocoso, son ocasionados por diversos factores como lo es la litología, porosidad, presión de confinamiento, temperatura y saturación de fluidos. Por lo que esta propiedad nos permite hacer una buena interpretación sismoestratigráfica de nuestro yacimiento y una estimación de la litología, tipo de porosidad y contenido de fluidos en nuestro reservorio.

Geometría externa de las facies sísmicas

La geometría nos indica el ambiente de depósito en general, la fuente de los sedimentos y el marco geológico.

Configuración de reflectores

Son las características geométricas de los reflectores sísmicos dentro de cada secuencia. Nos indican como es el arreglo interno de los estratos a partir de su geometría y disposición siendo útil para interpretar procesos de depósito, erosión, paleotopografía y estimación de litofacies. Además se pueden identificar reflexiones de contactos entre fluidos (flat spots) (Mitchum, Vail & Sangree, 1977).

Se puede clasificar en dos grandes grupos las configuraciones básicas de reflexiones en configuración interna (paralela o subparalela, progradante, caótica) y configuración externa (montículos o draped), y ausencia de reflexión.

Configuración Interna

Reflexiones paralelas o sub-paralelas

Las configuraciones paralelas indican que el espacio es disponible o empieza a ser disponible verticalmente; hay un incremento regional en el potencial de acomodación. Este tipo de configuración paralela pueden ocurrir en varias formas externas, pero las más comunes son laminar y ondulados (Figura 4.43).

Las subdivisiones de esta configuración están basadas en variaciones de otros parámetros sísmicos como la amplitud, la continuidad o el ciclo de la amplitud. Se forman en ambientes sedimentarios con una tasa de sedimentación uniforme donde se presenta subsidencia uniforme al igual que el depósito. Este tipo de facies se presentan comúnmente en ambientes de plataforma y de cuenca.

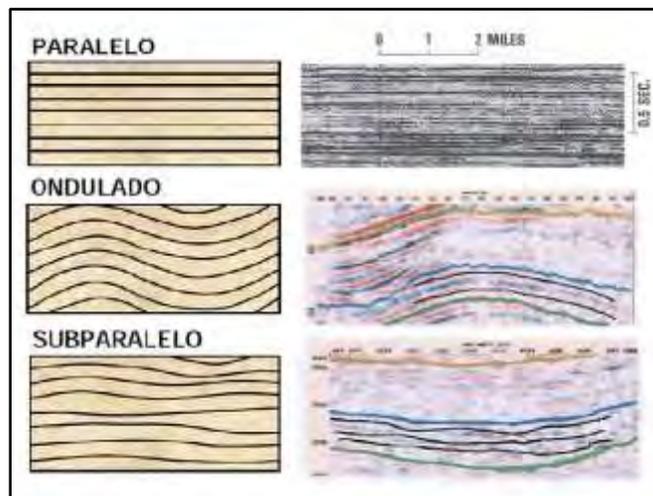


Figura 4.43_Patrones de configuraciones paralela, subparalela y ondulado (Tomado de Mitchum et, al. 1977; Sánchez Rivera, 2005).

Reflexiones divergentes

Esta configuración está caracterizada por una unidad en forma de cuña (no hay onlap, toplap o erosión en base o cima) se caracteriza por engrosamiento lateral hacia la cuenca, variación lateral de tasas de sedimentación, basculamiento sindeposicional de la cuenca o superficie de sedimentación (Figura 4.44).

Las reflexiones divergentes usualmente implican deformación sinsedimentaria o suministro diferencial tales como los carbonatos de un margen que están creciendo rápidamente mientras el área de la cuenca no sigue su ritmo. Los ambientes carbonatados se caracterizan por agradación en escala regional que incluyen rampas y plataformas de carbonatos, desde submareal somero a intermareal a supramareal. La geomorfología que resulta de estos ambientes es un fuerte testimonio a la extensión regional de las capas paralelas. Los carbonatos frecuentemente están mezclados con las evaporitas, así las reflexiones paralelas involucran carbonatos que pueden ser encontrados en cuencas evaporíticas.

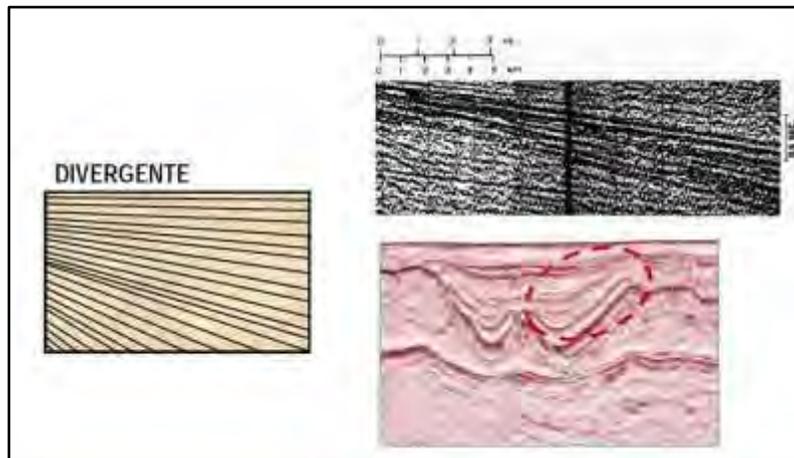


Figura 4.44_Patrón de configuración de reflexión divergente (Tomado de Mitchum et al., 1977; AAPG, 1980).

Reflexiones progradantes

La progradación adopta muchas formas y cada una tiene una consecuencia en la predicción de reservorios. Presenta una tasa de aporte importante, propagación desde los márgenes de la cuenca, patrones progradacionales como el sigmoidal, oblicuo, complejo, “Shingled” y “Hummocky”; se forman a través de la acreción lateral hasta formar pendientes suaves lo que se conoce como clinofomas (Figura 4.45).

Configuración progradante Sigmoidal

Una progradación común es la sigmoide; la cual infiere que el espacio depositacional es disponible o comienza a ser disponible tanto vertical como en lateralmente. Este patrón es característico de carbonatos de márgenes de cuenca con tasa de sedimentación baja, subsidencia rápida y/o ascenso rápido del nivel del mar, permitiendo el depósito y preservación de unidades del topset. Generalmente se asocia con un régimen sedimentario de baja energía (Figura 4.45).

Configuración progradante Oblicua

Esta configuración es interpretada como clinofomas progradantes con terminaciones de reflectores con pendientes fuertes (hasta 10°) en dirección al continente, contra una superficie horizontal (toplap) y con terminaciones downlap en dirección al centro de la cuenca contra superficie adyacente (Figura 4.45).

Generalmente su interpretación geológica se asocia alguna combinación de aporte de sedimento alto, subsidencia lenta de la cuenca o no subsidencia y nivel del mar estable que permite relleno de la cuenca y bypass sedimentario o erosión de la superficie superior del depósito. Estos patrones también pueden ocurrir en carbonatos sedimentados en ambientes de alta energía; existen dos tipos tangencial y paralelo.

Oblicua paralela

Las pendientes pronunciadas relativamente paralelas del estrato foreset terminan echado abajo a grandes ángulos por downlap contra la superficie inferior. En secciones paralelas al rumbo del depósito las reflexiones en estas facies sísmicas podrán variar de paralelas a oblicuas de bajo ángulo o en su defecto a sigmoides progradacionales, posiblemente con pequeñas configuraciones de relleno de canal (Figura 4.45).

Oblicua tangencial

La pendiente decrece gradualmente en porciones cortas de los estratos, formando estratos cóncavos hacia arriba que pasan hacia pendientes suaves en la parte inferior o “bottomset” del estrato. Las reflexiones sísmicas terminan tangencialmente contra el límite inferior presentando downlap real o aparente, por lo que en los perfiles sísmicos se tienen capas de foreset y bottomset muy comunes en un ambiente deltaico. No se observan capas topset (Figura 4.45).

Configuración Complejo (Sigmoidal-Oblicuo)

Son patrones de clinofomas progradantes que consisten en la alternancia de reflexiones sigmoides y oblicuas dentro de una misma unidad de facie sísmica. La parte superior de este segmento (topset), se caracteriza por una alternancia compleja de topset horizontales sigmoides y por segmentos oblicuos que terminan en toplap. Este tipo de complejo sigmoide-oblicuo implica una historia estratigráfica donde hubo alternancia de crecimiento y deposito bypass en la parte superior o “topset” (Figura 4.45).

Este tipo de configuración nos muestra segmentos cortos de toplaps dentro de las secuencias sísmicas más que en su límite superior. Estos breves segmentos nos indican un numero de secuencias deposicionales de corta escala, en los cuales sus límites están por debajo de la resolución sísmica. Estas unidades de pequeña escala se interpretan como discretos lóbulos en la unidad de depósito.

Configuración progradante hummocky

Son segmentos de reflectores irregulares discontinuos subparalelos que forman un patrón hummocky al azar, marcado por la terminación de reflexiones no muy bien definidas. El relieve es bajo y se aproxima al límite de la resolución sísmica.

Este tipo de patrón varía lateralmente a patrones de clinofomas más largos y mejor definidos, mientras que verticalmente hacia arriba se van convirtiendo a reflexiones paralelas. Se interpreta generalmente como estratos formando pequeñas e interconectadas clinofomas lobuladas desarrolladas en aguas someras en la parte del prodelta o en la parte inter deltaica (Figura 4.45).

Configuración progradante Shingled

Similar a la configuración similar paralela oblicua, excepto que, los espesores de la unidad son sólo en el punto de la resolución sísmica y esto sugiere programación en agua somera, en depresiones, complejos erosivos de corte y relleno de canal, zonas deformadas, plegadas y falladas etc. (Figura 4.45).

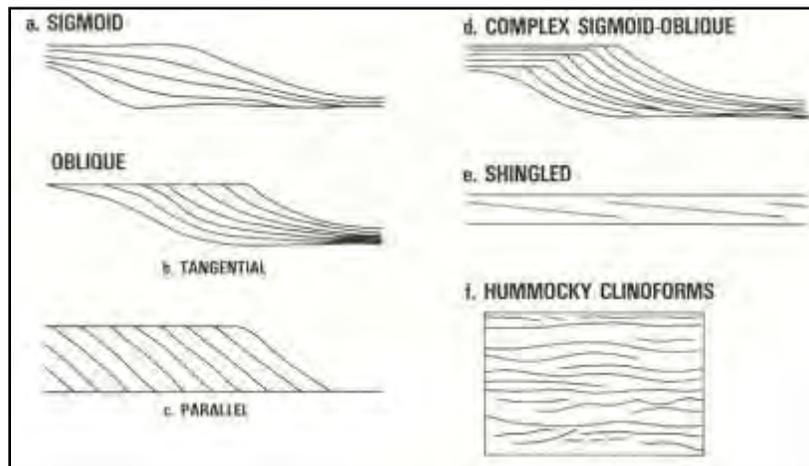


Figura 4.45_ Configuración de reflectores progradante (Tomado de Mitchum et al. 1977).

Reflexión caótica

Los patrones caóticos son discontinuos con las reflexiones discordantes que sugieren un desorden en el acomodamiento de las superficies de las reflexiones. Son interpretados como estratos depositados en ambientes variables y de alta energía o se interpretan como estratos inicialmente continuos que han sido deformados hasta perderse la continuidad.

Algunas de estas reflexiones caóticas pueden interpretarse como características originales del estrato reconocibles después de la deformación. Otros patrones están tan desordenados que las reflexiones a través de una parte significativa de la secuencia no pueden ser interpretadas en un patrón reconocible de la configuración del estrato.

Las estructuras de Slumps, los canales de corte relleno, las zonas con altos fallamientos y los plegamientos pueden tener expresiones sísmicas caóticas. Este tipo de facie sísmica se deposita en ambientes de alta energía, la estratificación se debe a la variabilidad de depósito o a algún tipo de deformación posterior al depósito.

Configuración Externa

El entendimiento en las formas externas en tres dimensiones y en la asociación de las facies sísmicas es muy importante, a continuación se describen las formas externas.

Reflexiones de Montículos y Draped

Los montículos se interpretan como estratos que forman elevaciones que se encuentran a un nivel superior que el de los estratos adyacentes. Algunos de estos montículos se originaron por los procesos deposicionales clásticos o también se puede dar el caso de que sea por crecimiento orgánico. Las terminaciones sísmicas de los montículos están caracterizadas por onlap o downlap de los estratos suprayacentes que se encuentran relleno alrededor del montículo (Figura 4.46).

La forma de montículo se puede relacionar con alguna de las siguientes génesis: abanicos de aguas profundas (abanicos submarinos), lóbulos, slumps, depósitos de contourite, arrecifes o crecimientos carbonatados y volcanes de lodo (volcanic piles). En algunos casos el tamaño de los montículos es chico para la resolución sísmica, por lo que se aprecian patrones hummocky o monticular. La mayoría de las acumulaciones orgánicas son encontradas en márgenes de plataformas o en los límites de las rampas de los carbonatos.

Reflexiones de relleno

Son aquellas interpretadas como estratos que rellenan relieves negativos, donde las reflexiones subyacentes pueden mostrar truncamiento erosivo o concordancia a lo largo de la superficie basal de la unidad de relleno. Estas unidades de relleno se les clasifica por su forma externa (canales de relleno, depresiones rellenas o “trough fill”, cuencas rellenas y rellenos de pendiente frontal o “slope-front fill”) (Figura 4.46).

Las reflexiones de relleno representan estructuras que pueden tener una variedad de orígenes tales como canales erosivos, rellenos de cañones, estructuras de depresiones rellenas o “structural-trough fills”, abanicos, slumps, etc. (Mitchum, Vail y Sangree, 1977).

Ausencia de reflexión o facies

Se caracterizan por geometrías homogéneas, no estratificadas o unidades geológicas de grandes pendientes, pueden estar representadas esencialmente como áreas libres de reflexiones (Figura 4.46). Aparecen en zonas de intrusiones ígneas, carbonatos masivos, diapiros salinos, lutitas homogéneas de grandes espesores y también en areniscas; es característico de un ambiente clástico uniforme.

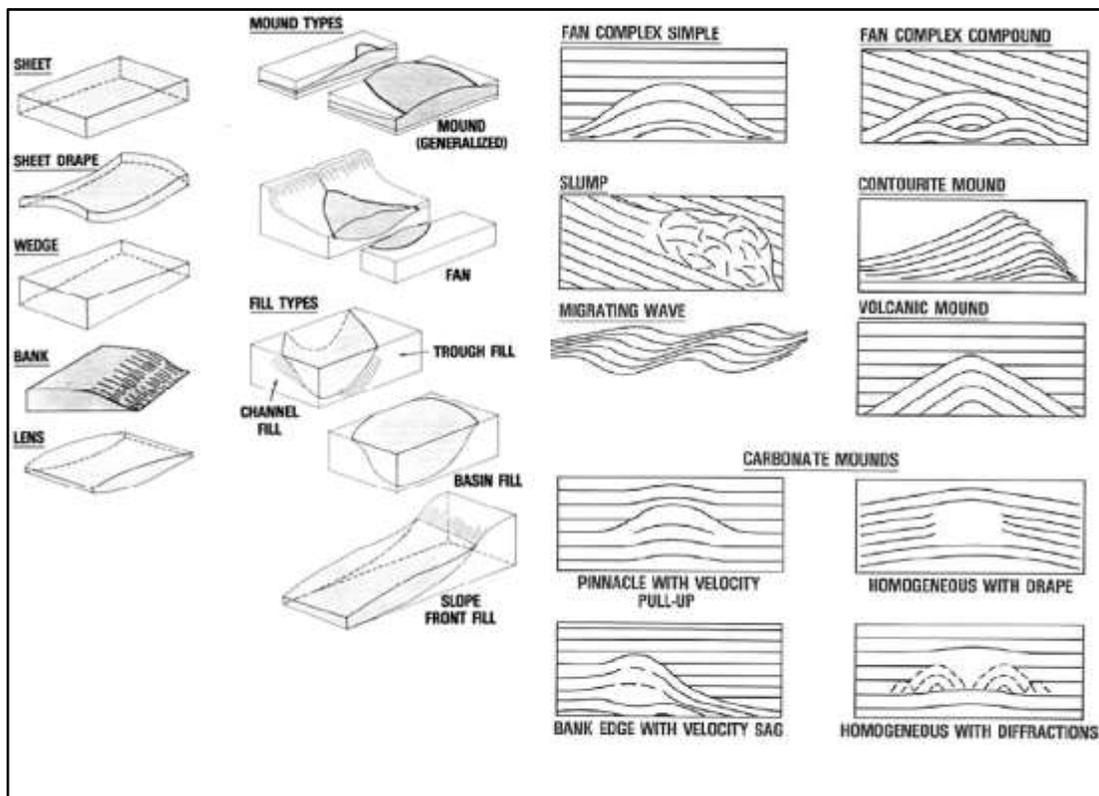


Figura 4.46_Esquema donde se muestran las distintas formas externas de las unidades de las facies sísmicas (Tomado de Mitchum, Vail & Sangree, 1977).

A continuación se presentan de manera simplificada los principales parámetros sísmicos empleados en la estratigrafía sísmica y su significado geológico según Mitchum et al., 1977; véase la tabla 4.5.

PARAMETROS SISMICOS	INTERPRETACIÓN GEÓLOGICA
Configuración	Disposición de los estratos Procesos de depósito Erosión y paleotopografía Contactos entre fluidos
Continuidad	Continuidad de los estratos Procesos de depósito
Amplitud	Contraste velocidad/densidad Distancia entre los estratos Contenido de fluidos
Frecuencia	Espesor de los estratos Contenido de fluidos
Velocidad del intervalo	Estimación de la porosidad Contenido de fluidos Estimación de la litología
Geometría de las facies sísmicas	Ambiente generalizado Fuente de los sedimentos Marco geológico

Tabla 4.5. Parámetros sísmicos empleados en la estratigrafía sísmica con interpretación geológica (Tomado de Mitchum, Vail y Sangree, 1977).

En la figura 4.47 se muestra en resumen las geometrías y su interpretación geológica de cada una de las configuraciones internas de los reflectores o facies sísmicas.

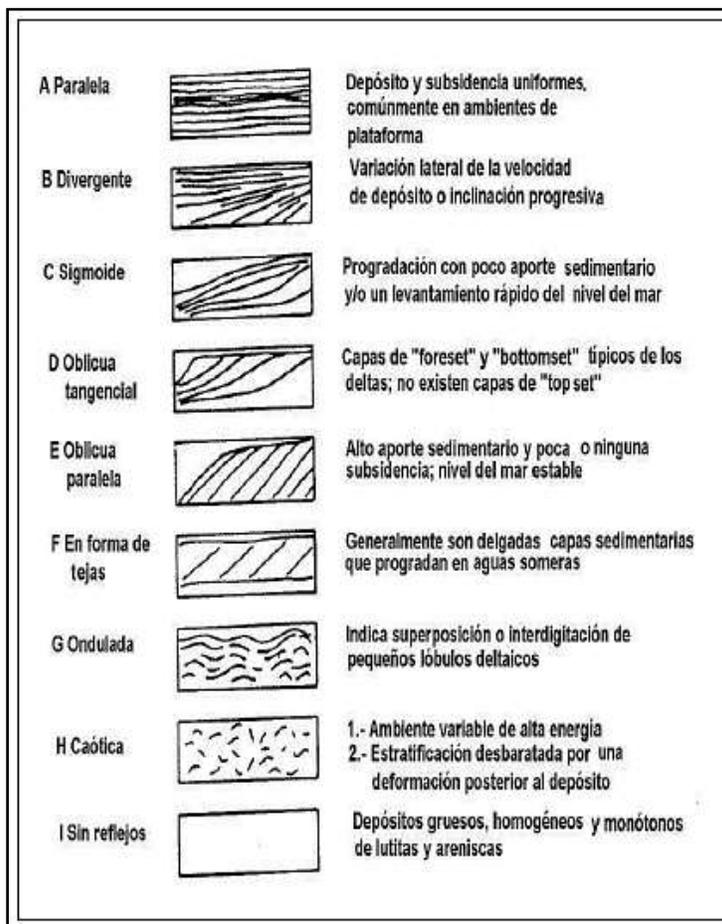


Figura 4.47_ Configuración interna de reflexión o facies sísmicas (Tomado de Mitchum, Vail y Sangree, 1977).

4.3.3.4 Proceso de Interpretación

El procedimiento recomendado por Emery y Myers para realizar el análisis de la secuencia sísmica incluye los siguientes parámetros fundamentales:

1. Identificación de las discontinuidades en el área de interés. Las discontinuidades se reconocen como superficies sobre las cuales los reflectores convergen.
2. Marcar estas terminaciones con las flechas.
3. Dibujar la superficie de discontinuidad entre las reflexiones de onlapping y de downlapping en la parte superior; posteriormente identificar las reflexiones que muestren truncamiento y toplapping en la parte inferior.

4. Se debe interpretar y extender la superficie de discontinuidad sobre la sección completa. Si el límite llega a una concordancia, trazar su posición a través de la sección visualmente correlacionando las reflexiones.
5. Identificar las discontinuidades en todas las secciones sísmicas restantes para la cuenca.
6. Corroborar que la interpretación se empalme correctamente entre todas las líneas.
7. Identificar y describir el tipo de discontinuidad.
 - a) Definir que límite de secuencia se tiene: se caracteriza por onlap regionales en la parte superior y truncamiento en la parte inferior.
 - b) Identificar si existen superficies de downlap, se caracterizan por downlap regionales.

4.3.3.5 Interpretación sismoestratigráfica en carbonatados

Los sistemas de carbonatados presentan muchos cambios cuando se intenta identificar y delinear un yacimiento desde los datos sísmicos. Los yacimientos carbonatados están en gran medida controlados por el ambiente de depositación original o de facies y sobre todo, por los cambios diagenéticos. En los carbonatos a diferencia de los sedimentos clásticos la porosidad y la permeabilidad pueden ser fuertemente dependientes de la diagénesis.

Esto puede hacer reservorios de carbonatos extremadamente heterogéneos e impredecibles en el subsuelo. Además los cambios de facies en los carbonatos pueden ser sutiles y estar sobrepuestos por múltiples etapas de diagénesis, haciendo que la identificación de los límites del reservorio por cualquier medio, sea un reto particular (Skirius et al. 1999,).

La apariencia de las rocas carbonatadas en los datos sísmicos contiene información acerca del ambiente deposicional, litofacies, diagénesis, roca madre y potencial del yacimiento. Las facies sísmicas carbonatadas pueden ser interpretadas a través del análisis de amplitud (relativamente fuerte en los picos y valles), frecuencia (número de reflexiones por unidad de tiempo) y continuidad (persistencia lateral de las reflexiones) de las reflexiones sísmicas.

La geometría de las configuraciones de reflexión son los aspectos más variados de los datos sísmicos incluyendo paralelismo, progradación, montículos, draped y onlap. Cada geometría sugiere diferentes procesos que pueden ocurrir en diferentes ambientes deposicionales. La amplitud y la frecuencia también pueden diagnosticar rocas carbonatadas; una falta de continuidad es frecuentemente característica de las construcciones de los carbonatos (Macurda, 1997).

4.3.3.6 Metodología propuesta para la interpretación sismoestratigráfica en yacimientos petroleros carbonatados

Como un paso preliminar se tiene que obtener toda la información geológica disponible, la cual es convertida a un formato compatible, para que sea utilizada en la interpretación junto con la información sísmica. Esto usualmente requiere de la utilización de varios registros de pozos lineales en el tiempo y recubrimientos de información paleontológica, paleobatimetria y estructural; información disponible que es recolectada, analizada y sintetizada, es proyectada en la línea de una sección sísmica.

Posteriormente, las secuencias deposicionales son interpretadas a partir de la información sísmica a través de los patrones de simetría y de terminaciones de ciclo. Las secuencias son correlacionadas con información de pozo, su edad es determinada por paleontología y sus fronteras delimitadas a través de la malla sísmica, para completar el cuadro de trabajo estratigráfico y estructural.

Cuando el marco de trabajo a realizar esta establecido, el tercer pasó es el reconocimiento de las facies sísmicas dentro de las secuencias. Los parámetros son definidos mapeados y correlacionados; son interpretados en términos de procesos depositacionales, ambientales y litológicos. Algunas características distintivas de los tipos de depósitos de secuencias carbonatadas se describen a continuación.

1. Depósitos calizas. Exhiben reflexiones continuas, paralelas con una frecuencia aparente alta son depositados con baja energía. Generalmente, las reflexiones que se encuentran en el límite superior de una unidad calcárea tienen coeficientes con reflexiones positivas, esto se debe a que los carbonatos usualmente tienen velocidad y densidad alta, comparada con otras rocas sedimentarias. En los casos en que los carbonatos son muy porosos o están muy fracturados los coeficientes en el límite superior son negativos. Desde el punto de vista sísmico, los carbonatos han sido divididos en tres grupos:
 - a) Depósitos con forma externa de lámina: son unidades con una gran extensión lateral y consisten de carbonatos de grano fino o microfósiles calcáreos depositados por suspensión. Estos depósitos muestran características similares a otros depósitos de grano fino, pero los depósitos calcáreos pueden ser identificados por la amplitudes altas, buena continuidad y por intervalos de velocidades altos (cuando el espesor así lo permite), que por lo general es menor a 3500 m/s.
 - b) Depósitos de bioclastos: son granos calcáreos del tamaño de arenas que son transportados y depositados por corrientes de alta energía; tendrán la misma forma y las mismas características de depósito que los depósitos clásticos. Los bioclastos se pueden identificar porque tienen intervalos de velocidad altos con amplitudes altas.

También se tiene que considerar la paleogeografía y las litologías, que relacionadas pueden ayudar en la identificación de este tipo de rocas. En la mayoría de los casos se puede diferenciar entre los depósitos de bioclastos y los depósitos clásticos.

c) Crecimientos orgánicos, arrecifes, bancos, montículos, etc.: este tipo de depósitos tienen elementos biológicos que comprenden los esqueletos de organismos vivos. Estos depósitos se caracterizan por su forma y el intervalo alto en la velocidad. Los crecimientos carbonatados se dividen en 4 tipos principales (Bubb & Hatleid; 1977).

- i. Crecimientos de barrera: son lineales y se encuentran rodeados en sus márgenes por aguas profundas durante el depósito (Figura 4.48).
- ii. Crecimientos de pináculo: tienen forma equidimensional y están rodeados por aguas profundas en el momento del depósito. (Figura 4.48).
- iii. Crecimientos al margen de la plataforma: estructuras lineales; por un lado estará rodeado por aguas profundas, mientras que por el otro estará rodeado por aguas someras (Figura 4.48).
- iv. Parches: generalmente se forman en aguas someras cercanas al margen de las plataformas o sobre amplias plataformas someras (Figura 4.48).

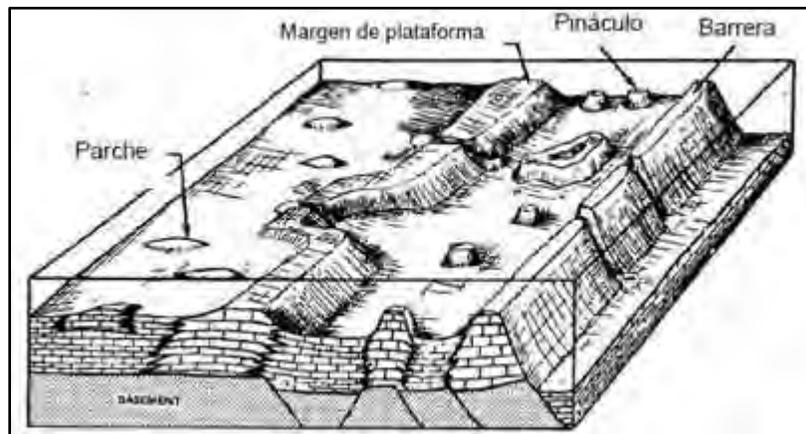


Figura 4.48_En este esquema se muestra los tipos de crecimientos de carbonatos más fácilmente reconocidos en la interpretación sísmica (Tomado de de Bubb & Hatlelid, 1977)

2. Los depósitos de talud son caracterizados por reflexiones discontinuas, oblicuas con amplitud alta; estos depósitos definen la zona de transición entre depósitos pelágicos y neríticos. Los flujos de fragmentos de Carbonatos generan reflexiones caóticas con superficies hummocky.

Los canales exhiben truncamientos erosionales. En secciones sísmicas el talud está representado por reflexiones caóticas, oblicuas y discontinuas con altas amplitudes.

3. Los arrecifes muestran reflexiones en forma de montículo las cuales cubren los efectos en las orillas. También muestran hipérbolas de difracción.
4. Las plataformas de arenas carbonatadas de frontera, muestran reflexiones en forma de montículo oblicuas con amplitud alta, en particular en la parte trasera del arrecife muestra reflexiones discontinuas las cuales empiezan a acumularse.
5. La plataforma carbonatada interna y las zonas donde hubo la acción del oleaje muestran reflexiones continuas paralelas generalmente con frecuencia aparente baja.

4.3.3.7 Criterios para identificar las acumulaciones de carbonatos en las secciones sísmicas

Para una buena interpretación en carbonatos se incluyen los parámetros sísmicos que delinear de manera directa o indirecta (se infiere) a las acumulaciones. Para que el estudio de los criterios directos se facilite los dividieron en dos (Bubb & Hatlelid, 1977).

El primer criterio es que en los límites del depósito, la configuración va a definir el límite de la acumulación, esto incluye las reflexiones en la cima, los lados y la terminación tipo onlap en las reflexiones que se encuentran por encima de la acumulación de los carbonatos (Figura 4.49).

El segundo criterio directo, son los cambios en las facies sísmicas y estos cambios pueden ocurrir en la amplitud, frecuencia o continuidad en las reflexiones dentro de las acumulaciones de carbonatos y los estratos adyacentes (Figura 4.49).

Los criterios indirectos se han dividido en 4 tipos: cubrimiento, anomalías en la velocidad, falsos eventos y geometría de la cuenca. En el criterio de cubrimiento se tiene que las reflexiones ocurren sobre las acumulaciones de los carbonates debido a que hay una compactación diferencial en los estratos de carbonatos y el medio que los rodea. Este efecto termina conforme nos movemos en los estratos superiores (Figura 4.49).

En el criterio basado en las anomalías de la velocidad, se tiene que un contraste muy marcado en la velocidad, será resultado de las diferencias en los tiempos de viaje de las ondas a través de los estratos (Figura 4.49). La cantidad de velocidad anómala es directamente proporcional al contraste en el intervalo de la velocidad entre la acumulación de carbonatos y los estratos adyacentes, así como también el espesor de cada unidad (Bubb & Hatlelid, 1977).

El criterio de evento falso se va a reconocer porque los límites de las acumulaciones están marcados por terminaciones alrededor de los estratos o por cambios abruptos en la geometría interna de la estratificación (Figura 4.49).

En la arquitectura de la cuenca se tienen algunos casos en los que las acumulaciones de carbonatos se van a inferir en ciertas zonas a lo largo del perfil sísmico, basándonos en la sísmica y otras evidencias geológicas de la arquitectura de la cuenca (Bubb y Hatlelid, 1977). Comúnmente las reflexiones sísmicas interpretadas como acumulaciones de carbonatos no son únicas y pueden exhibir otras características geológicas similares en tamaño y forma (intrusiones salinas, pillow lavas, intrusiones ígneas, conos volcánicos, superficies de discordancia y depósitos tipo slump).

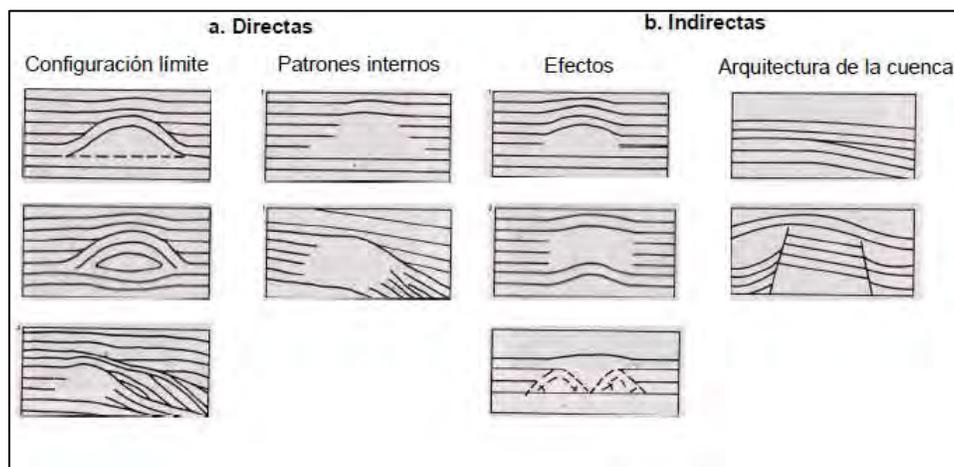


Figura 4.49_ Esquema que muestra algunos elementos sísmicos para reconocer crecimientos orgánicos (Tomado de Bubb & Hatlelid, 1977).

4.3.3.8 Análisis sismoestratigráfico para secuencias carbonatadas de cuenca

El análisis sismoestratigráfico de las secciones sísmicas se ha realizado en tres etapas consecutivas (Alonso et al., 1989, Posamentier et al., 1988, Vail y Mitchum, 1977; Vail et al., 1991): (1) Identificación de las superficies de límite de secuencia, (2) Caracterización de las unidades sísmicas que componen cada secuencia, (3) Análisis de las facies sísmicas (configuraciones, continuidad, amplitud, etc., de los reflectores) dentro de cada unidad.

Secuencia carbonatada del Cretácico Superior en la Cuenca de Veracruz

Es una secuencia de segundo orden, la cual está dominada por el cambio en la tasa de subsidencia tectónica, que generaron cambios en el nivel del mar, cuya distribución está en función de la geometría de la cuenca, así como en los tipos de sistemas de depósito presentes en la misma; además de que presentan ciclos de transgresiones y regresiones, mismos que resultaran en retrogradaciones y progradaciones, respectivamente, los que se ven reflejados en los diferentes paquetes sedimentarios de la cuenca.

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

En la figura 4.50 se identifica la secuencia carbonatada en la secuencia del Cretácico Superior con patrones sísmicos característicos de mayor continuidad, que corresponde, con configuraciones sísmicas paralelas, que se generan en ambientes de cuenca y depósito uniforme. De igual forma presentan una conformidad (concordancia) tanto en la cima como en la base; se observan los reflectores deformados en la parte central debido a la intrusión salina. Se tiene que las características de los reflectores son de una continuidad buena y extensa, lo cual nos permite deducir un ambiente de baja energía, como ocurre en una zona de profundidad considerable como lo es la cuenca.

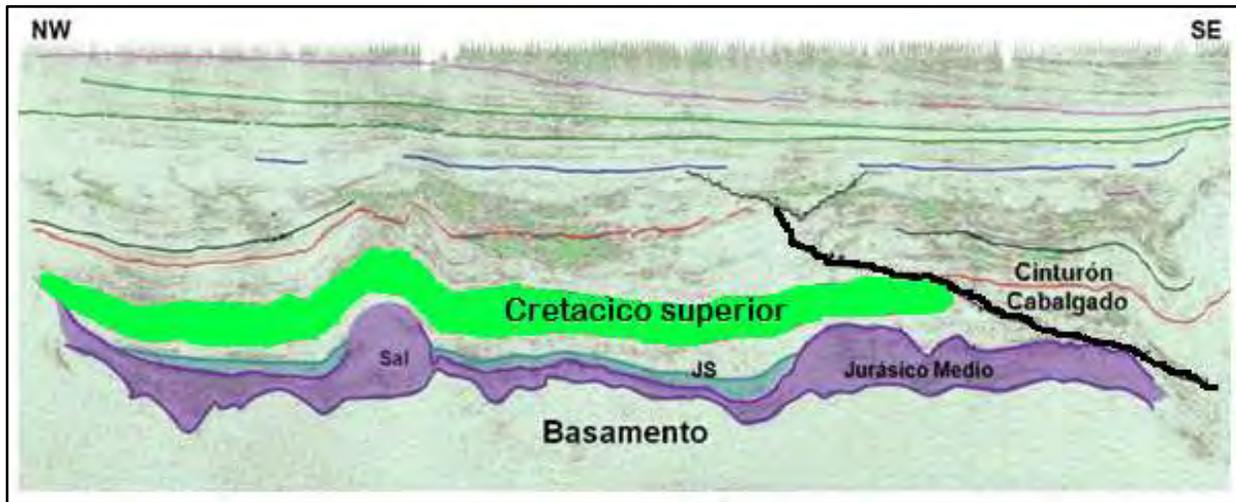


Figura 4.50_Perfil sísmico que muestra las características de las reflexiones sísmicas para la secuencia carbonatada del Cretácico Superior en la Cuenca de Veracruz (Tomado de Pemex, 2001)

Sureste del Golfo de México Profundo (Área Tamil-Nab)

En este análisis se identificaron 12 secuencias sísmicas depositadas desde el Jurásico Superior al Reciente y descritas de la más joven a la más antigua. Las secuencias S1 a S9 corresponden al Neógeno, la secuencia S10 al Paleógeno, la secuencia S11 al Cretácico-Tithoniano y la secuencia S12 al Kimmeridgiano-Oxfordiano. Para facilitar la descripción de las secuencias, se ha subdividido a la sección sísmica en dos zonas: a) zona occidental, cercana a los pozos A-1 y B-1, y b) zona oriental, cercana a los pozos C-1 y D-1. En la figura 4.51 muestra la sección no interpretada indicando ambas zonas.

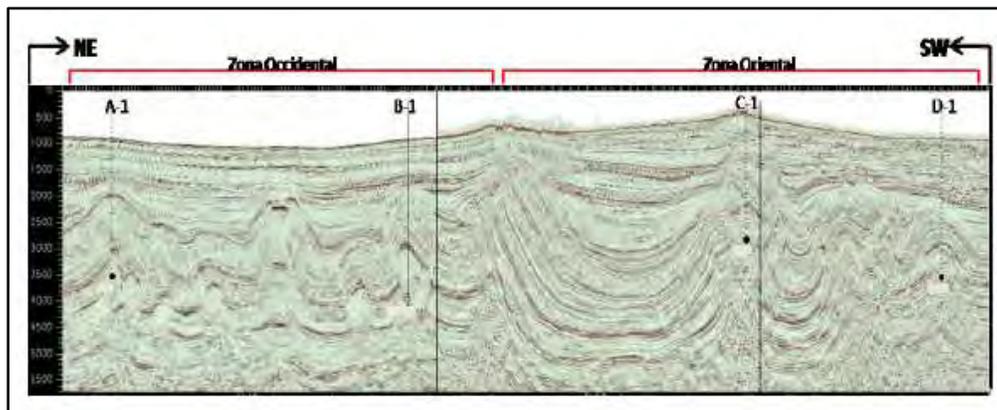


Figura 4.51_Sección sísmica no interpretada del área Tamil-Nab (tomado de Pérez Drago, 2010).

Para este caso se identificaron patrones de reflexión solo para la secuencia 11, ya que está constituido de calizas con textura tipo mudstone-wackestone, depositas en ambiente de baja energía (ambientes sedimentarios carbonatados marinos profundos pelágicos).

Secuencia 11 (Cretácico Superior-Tithoniano)

En la figura 4.52 se muestra la sección no interpretada y en la figura 4.53 se muestra la sección de facies sísmicas interpretadas.

Esta secuencia en su límite inferior es concordante con la cima del Kimmeridgiano, ya que no hay terminaciones de reflectores sísmicos que indiquen lo contrario. El límite de secuencia superior es aparentemente concordante con la cima del Cretácico Superior, aunque es probable que exista una discordancia pero imposible de identificarla por la baja resolución de la sísmica.

Se observa que la secuencia tiene espesores muy variables, siendo menores en la zona occidental (200-300 msec) y variando progresivamente a espesores mayores en la zona oriental (400-500 msec); esto, debido probablemente a la cercanía de la plataforma carbonatada y al mayor aporte sedimentario.

El análisis de facies sísmicas indicó que los patrones de configuración interna son muy variables; dentro de la misma secuencia se distinguieron secuencias de menor orden con patrones generalmente continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, de moderada a alta amplitud y muy baja frecuencia, intercalados con secuencias con patrones discontinuos, ondulantes, de baja amplitud y frecuencia (Figura 4.53).

Así mismo, se observó que hay patrones que pierden continuidad y amplitud muy rápidamente, terminando por acuñarse y formar terminaciones de onlap basal o downlap dentro de la misma secuencia. Estas cualidades sísmicas indican que la secuencia se depositó en superficies depositacionales ondulantes, con ligeras pendientes en los flancos de las minicuenas, que se rellenaron conforme se distribuían los sedimentos carbonatados.

Se determinaron ambientes sedimentarios carbonatados marinos profundos pelágicos, donde se encontraron diferentes tipos de litologías, tales como calizas tipo mudstone-wackestone, calizas arcillosas, lutitas bituminosas, calizas dolomitizadas y accesorios como el pedernal que es indicativo de ambientes profundos; depositados en facies de lóbulos turbidíficos de baja energía, intercalados con sedimentos hemipelágicos arcillosos.

Por otro lado, se sabe que en la cima del Cretácico algunos de los pozos encontraron rocas carbonatadas brechoides, características de ambientes de alta a moderada energía durante procesos de remoción en masa inducidos por gravedad, depositados en la margen de la cuenca o pie de talud; esto se determinó a partir del análisis litoestratigráfico, ya que no hay evidencia en la sísmica que lo indique.

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

Un rasgo muy notable es el adelgazamiento y cambio de facies que sufre la secuencia hacia la zona occidental. Es posible que la secuencia se haya depositado sobre una superficie depositacional ondulada formando varias minicuevas que tenían flancos con pendientes suaves, donde posteriormente se distribuyeron los sedimentos hasta rellenarla es por eso que la secuencia exhibe una forma externa de "sheet drape" con ligeras formas de "wedge", hacia ambos lados de las minicuevas; mostrando terminaciones en onlap basal, pero manteniendo un espesor casi constante a lo largo de la sección.

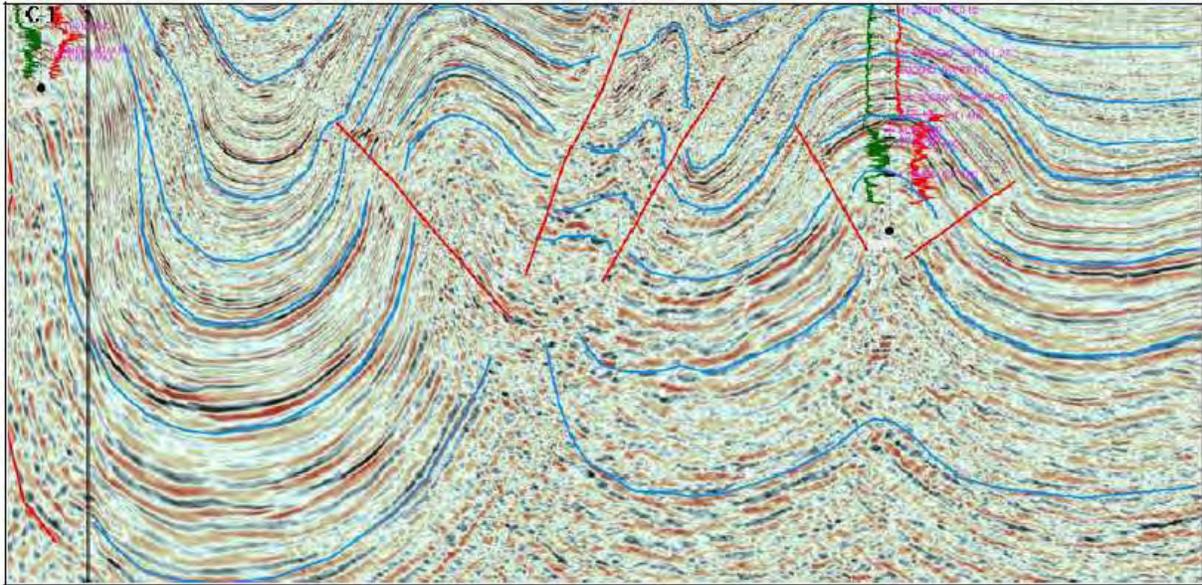


Figura 4.52_ Sección de facies sísmicas no interpretada (Tomado de PEMEX; Pérez Drago ,2010).

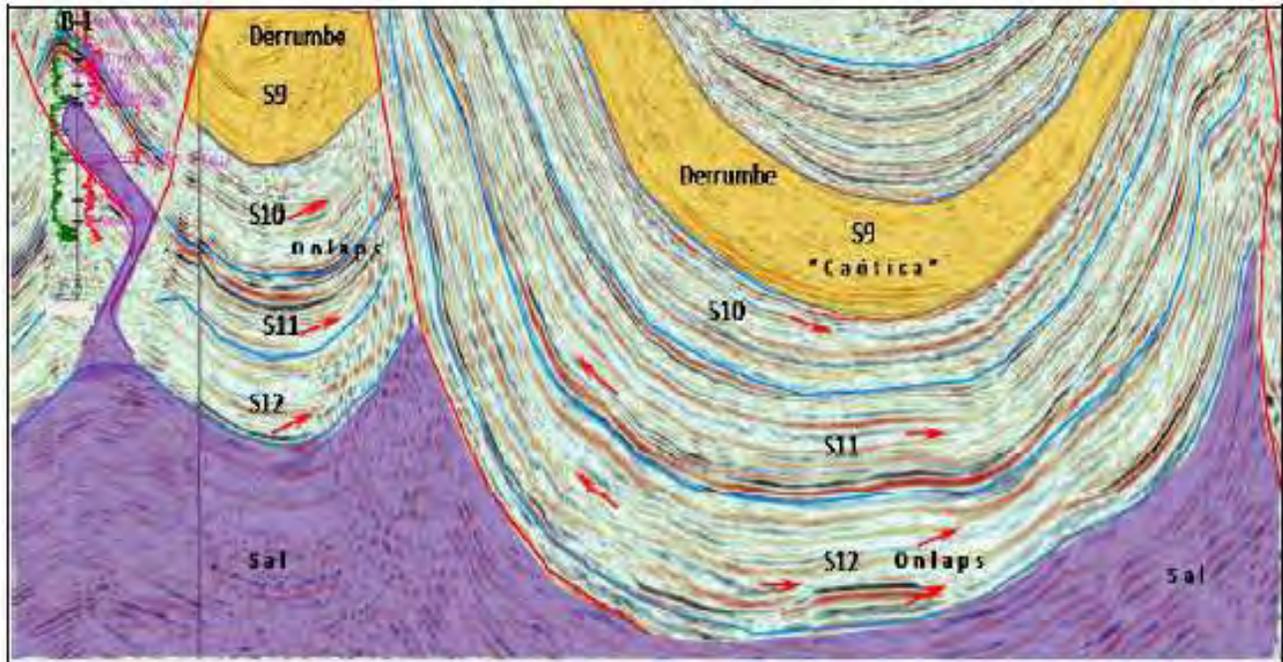


Figura 4.53_ Sección de facies sísmicas interpretada donde la secuencia 11 corresponde a calizas de aguas profundas (Tomado de PEMEX; Pérez Drago, 2010).

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

En la figura 4.54 se muestra la sección sísmica representativa del Este a Oeste; en el sector oriente de la Península de Yucatán en el Caribe noroccidental. Donde en la zona exterior volcánica a lado norte de la fosa del seno del Caimán se han depositado sedimentos hacia el oeste, creando una cuenca fill (basin fill) con onlaps (2) en los márgenes de la cuenca. Debido a la proximidad de la cuenca a la península, que es una plataforma formada de carbonatos, una gran parte del relleno es, grano fino de carbonatos (Macurda Jr., 2004).

Se observa un onlap marino ya que en la cima de la secuencia calcárea existe un cambio en la depositación de carbonatos marinos (calizas) a otro tipo de secuencia, probablemente areniscas. Se observa una caracterización de un truncamiento erosivo debido a la discontinuidad estratigráfica determinada con los reflectores.

La secuencia continua y paralela de esta sección sísmica, sufre de una concordancia ya que los reflectores son limitados en la parte inferior de las facies y difiere con otra diferente, que en este caso, es la secuencia de la cuenca carbonatada. Se le da el nombre también de onlap de relleno, debido a su característica particular.

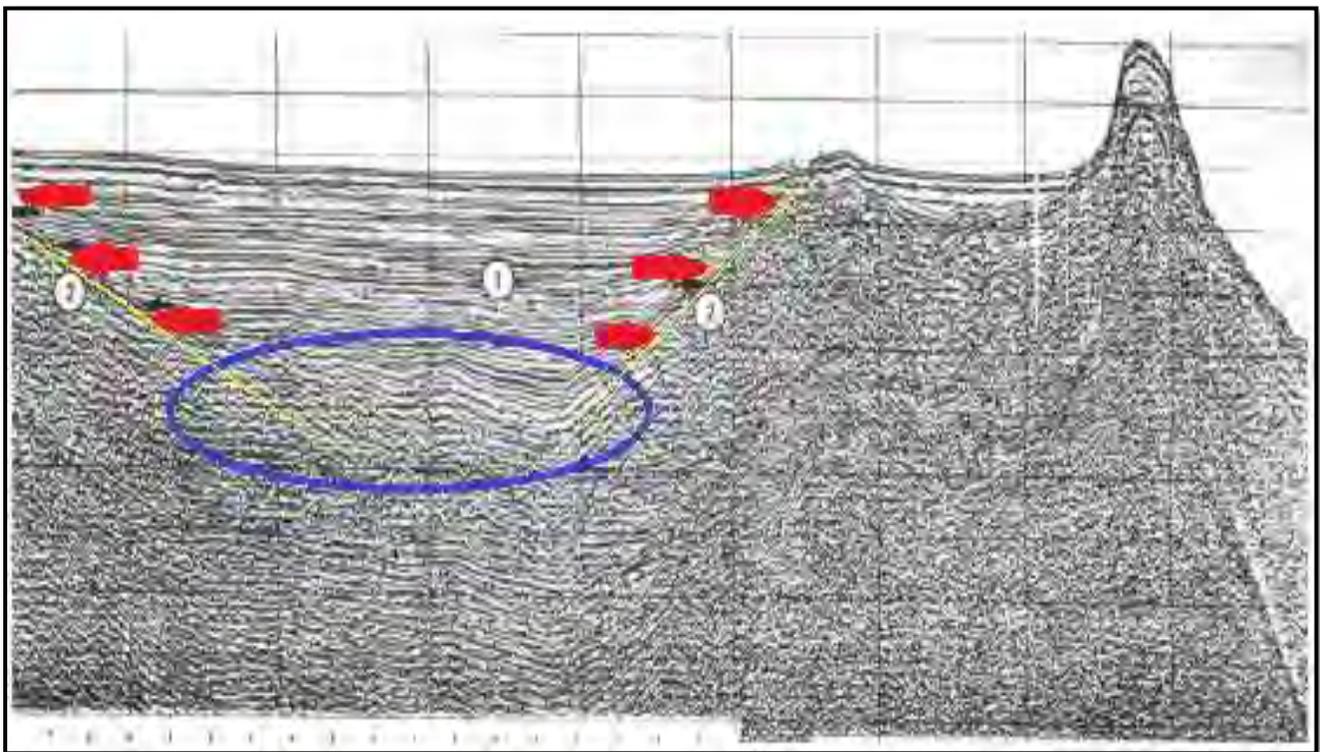


Figura 4.54_ Sección sísmica, representación de una cuenca con secuencias de carbonatos de aguas profundas al oriente de la Península de Yucatán, en la zona señalada con la elipse (Tomado de Macurda Jr. 2004).

En la figura 4.55 se muestra la sección sísmica la cual se tomó desde el Estrecho de Florida donde se ilustra las unidades geométricas del extremo de un montículo. Las características en (1,2) que forman los máximos locales y están en bloques de fallas en un basamento dislocado. Dentro de los sedimentos, los montículos (3,4) representan flujos de sedimentos del Cretácico, las reflexiones (5) en la parte superior de la sección son muy planas y paralelas por lo que representa un ambiente de cuenca tipo plana (even), lo que da origen a una forma de simetría (Sheet) parecido a una hoja. Los reflectores en (5) son muy continuos.

Los flujos de sedimentos del Cretácico fueron perforados como parte del programa de “Perforación Marina en Aguas Profundas” en la década de los 70’s y desarrollado debidamente. Después de la propuesta de un cráter de meteorito gigante formado a finales del Cretácico en la Península de Yucatán, los núcleos fueron reexaminados y el más reciente trabajo sugiere estos flujos de secuencias son productos de ese impacto.

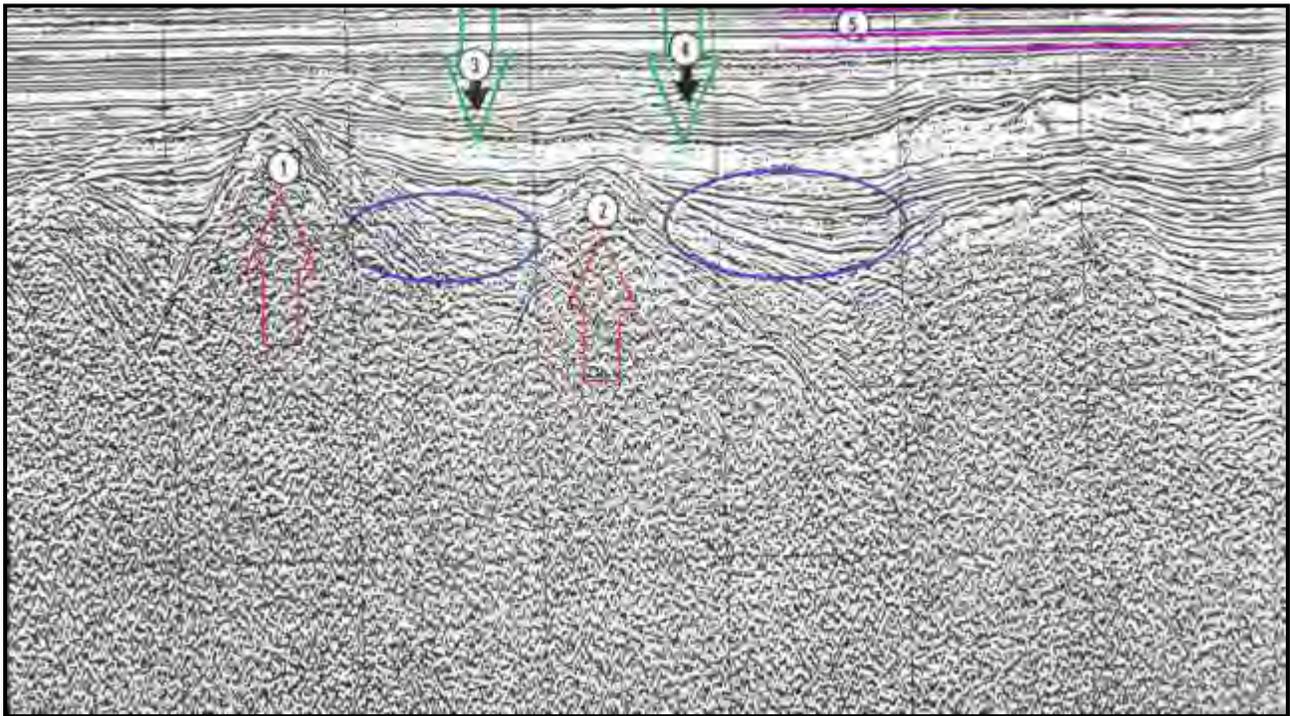


Figura 4.55_Sección sísmica de la cuenca de Florida con calizas de aguas profundas, señaladas con las elipses (Tomado de Macurda Jr. 2004).

En la figura 4.56 se muestra la sección sísmica de Sigsbee en el Suroeste del Golfo de México. Muestra reflexiones tipo planar (1) en toda la sección que se extiende por cientos de kilómetros por encima de la planicie de la cuenca (tipo even). Estos representan material que fueron arrastrados por corrientes turbidíticas por la parte baja del cono de Mississippi y sedimentos pelágicos.

CAPÍTULO IV. METODOS DE EXPLORACIÓN

Al margen del plano está representado un onlap de siliclastos (2) los cuales se migraron desde el oeste de México. En la cima de estos siliclásticos (3) hay dos inconformidades mayores (4,5) que presentan reflexiones continuas. La única evidencia sísmica para esto es por el onlap que se encuentra en el margen de la cuenca y en el Sigsbee knolls los cuales están en los domos de sal en la planicie de la cuenca. En esta parte de la sección, las reflexiones que están por encima y por debajo son concordantes (5).

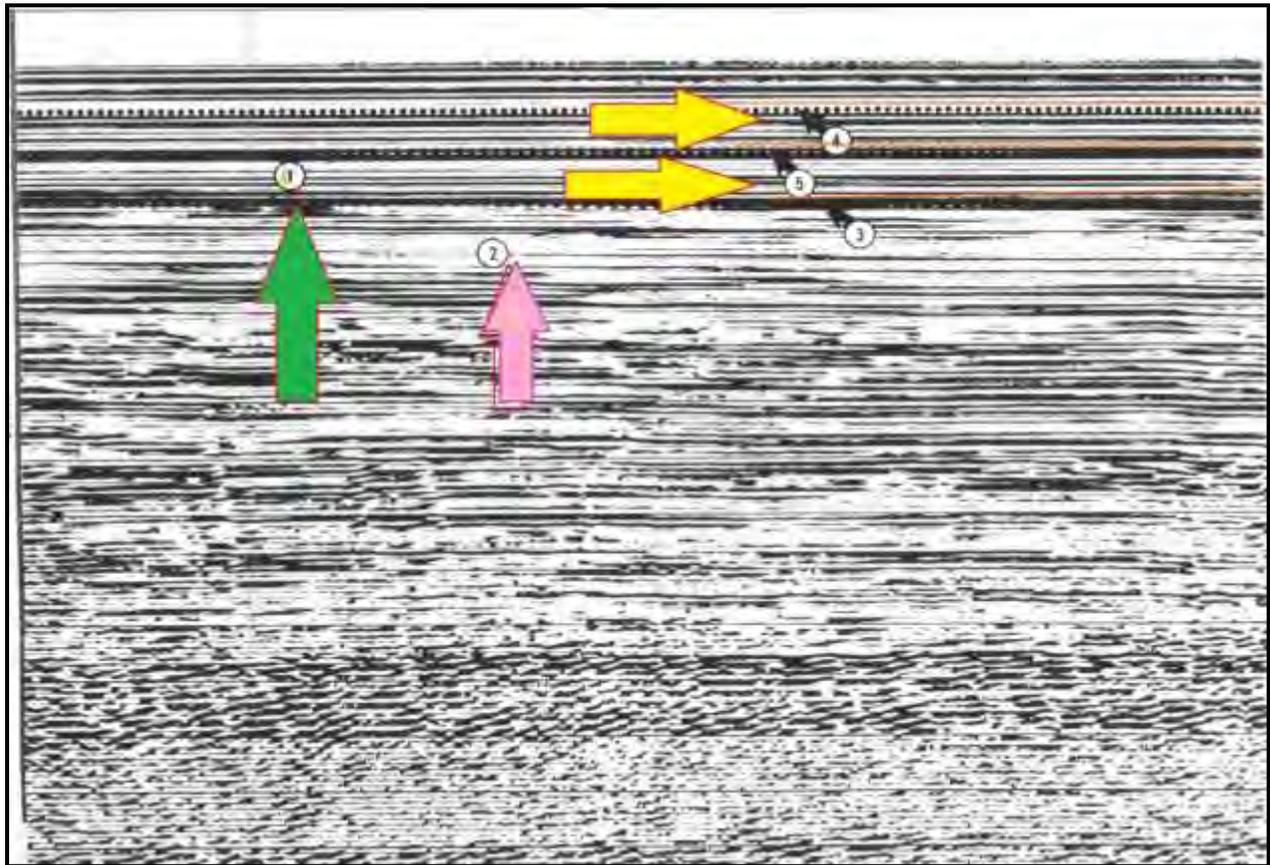
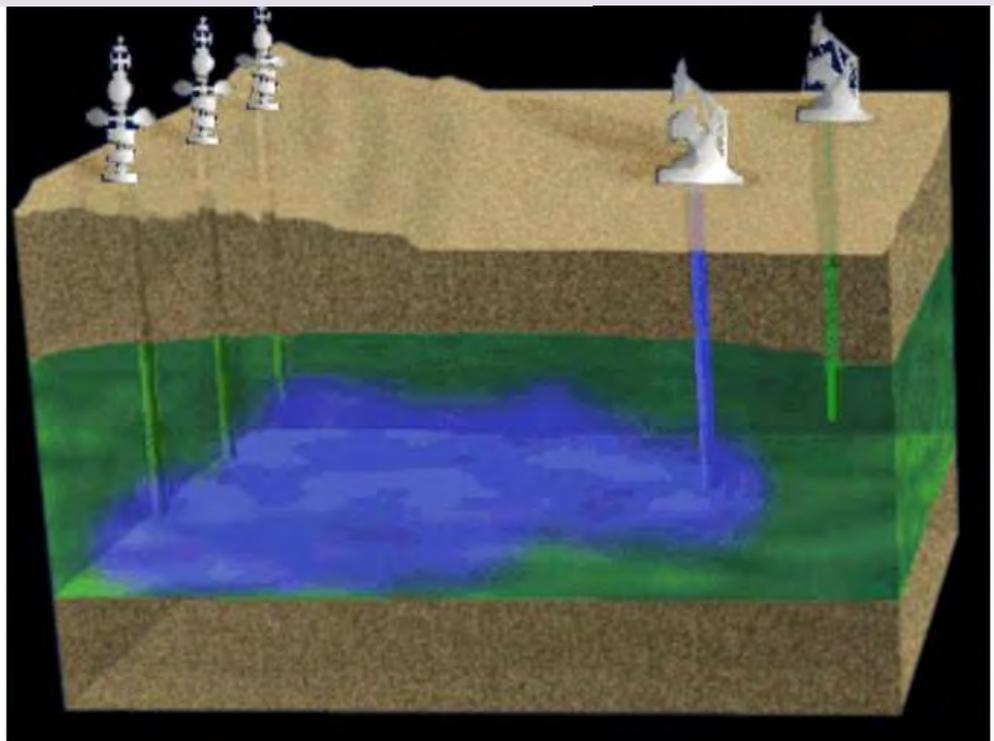


Figura 4.56 _Sección sísmica del Suroeste del Golfo de México "Sigbee", donde se señala flechas la presencia de carbonatos de cuenca (Tomado de Macurda Jr. 2004).

*CAPÍTULO V.
MÉTODOS DE EXPLOTACIÓN*

2013

*CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS-
GEOFÍSICAS DE LOS YACIMIENTOS
PETROLEROS EN SECUENCIAS
CÁLCAREAS DE CUENCA*



CAPITULO V. MÉTODOS DE EXPLOTACIÓN

El diseño de la perforación de pozos es un proceso sistemático y ordenado que requiere de estudios previos y de una serie de etapas a seguir durante el diseño de pozos. Algunas de estas etapas consisten en la predicción de la presión de formación y de fractura, determinar la profundidad de asentamiento de las tuberías de revestimiento, selección de la geometría y trayectoria del pozo, elección del fluido de perforación, elección de la barrena, diseño de tubería de revestimiento y programa de cementación, selección del equipo de perforación y costos de la perforación (León Loya 2010).

Actualmente, la explotación de yacimientos de hidrocarburos en secuencias calcáreas de cuenca representa un desafío para la industria del petróleo y el gas, lo que se plantea en términos del diseño de la perforación. Para explotarlos de manera adecuada es preciso identificar y modelar los sistemas de fracturas (superficies planas de discontinuidad, en donde la roca ha perdido cohesión y los procesos de deformación y alteración de la misma pueden ser ocupadas por fluidos), cavidades de disolución y bloques de matriz. Esto requiere aplicar, de manera consistente, diversas fuentes de información de tipo estático y dinámico (Oilfield Review 2006)

Los yacimientos de calizas plantean enormes desafíos para la terminación, estimulación y producción de pozos, ya que a lo largo de la historia se han documentado que estos yacimientos necesitan una terminación de gran espesor con rangos de permeabilidad extremos. Como ya hemos mencionado en capítulos anteriores, estos yacimientos suelen ser vertical y lateralmente heterogéneos con barreras de permeabilidad y fracturas naturales, con una amplia gama de tipos de porosidad (Oilfield Review 2004).

Debido a estas complejidades se deben tener en cuenta las dificultades que se tienen durante la perforación, terminación y estimulación de un pozo para la adecuada selección de tecnologías para optimizar la producción y recuperación de los hidrocarburos. En los yacimientos de carbonatos se utiliza frecuentemente para la estimulación, ácidos, predominantemente el ácido clorhídrico [HCl], esta técnica se desarrolla para crear vías conductoras desde el yacimiento hasta el pozo y atravesar la región circulante al pozo que ha sido dañada durante la perforación y la cementación. El objetivo de la estimulación de los yacimientos carbonatados es tratar en forma efectiva todas las zonas productivas potenciales, reduciendo el daño a la formación y mejorando la productividad o inyección de los pozos (Oilfield Review 2004).

En este trabajo se propuso un método de perforación no convencional, el cual es “perforación bajo balance”, ya que es un mecanismo muy eficiente que permite controlar el fluido de perforación sin que esté cause daño a la formación de calizas de cuenca. Con la perforación bajo balance, donde la presión diferencial es a favor de las formaciones calcáreas nos permite obtener incrementos en la velocidad de penetración y disminuye el efecto de pegaduras. Al evitar el daño a la formación

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

durante la perforación, estaremos permitiendo una limpieza más rápida del pozo sin la utilización de estimulaciones o fracturamientos cuyo costo es muy alto.

La perforación bajo balance nos permite maximizar el uso del fluido de control (puede representar del 15 al 20% del costo total del pozo) al disminuir o eliminar la pérdida del mismo, reduciendo así el costo de la operación.

5.1 Perforación bajo balance

La perforación en yacimientos carbonatados con técnicas convencionales representa un gran reto en tanto enfrenta diferentes problemas en forma simultánea, tales como: pérdidas totales de circulación, brotes, pegaduras por presión diferencial, atrapamiento de sargas de perforación por empacamiento, descontrol subterráneo por mencionar algunos, lo que provoca diversas consecuencias como que los pozos sólo se pueden perforar pocos metros del horizonte productor, o bien que se tenga que invertir más para controlar pérdidas o para operaciones riesgosas, todo lo cual tiende a incrementar el costo de la perforación (Yáñez y Valenzuela, SPE México 1996).

La perforación bajo balance es la técnica en la cual la presión hidrostática ejercida por el fluido que circula en el fondo del agujero mientras se realiza la perforación del pozo, es controlada a un menor valor que la registrada en la formación que se esté atravesando, especialmente, si es la formación de interés, (roca almacenadora). Esta condición puede ser generada naturalmente con fluidos de baja densidad en algunas situaciones en donde exista alta presión natural de la formación, véase figura 5.1.

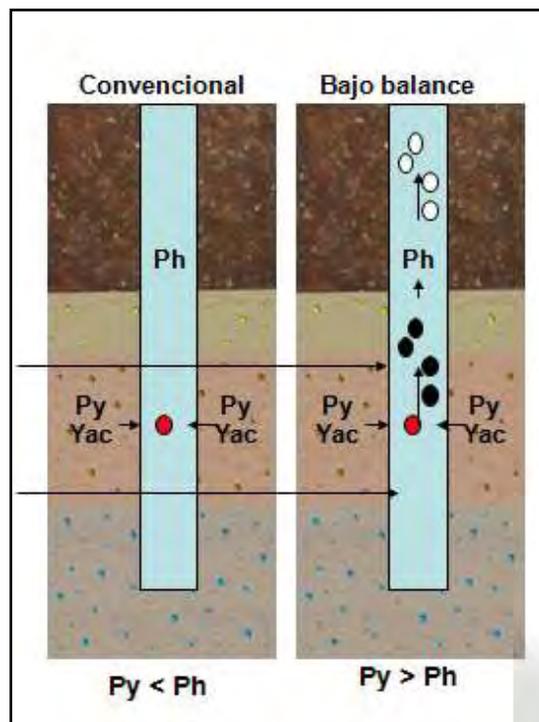


Figura 5.1_ Comparación entre métodos de perforación
(Tomado de Steve Nas y Weatherford 2011).

En muchas situaciones la misma condición bajo balance es generada artificialmente mediante la inyección continua de algún tipo de gas no condensable dentro del sistema de fluido líquido circulante, para así reducir la densidad hidrostática efectiva (“Un siglo de la perforación en México”, PEP, 2000).

Técnicamente al tener una densidad equivalente de circulación del fluido de perforación menor que la presión de poro del yacimiento, los hidrocarburos fluyen hacia el pozo de forma natural durante la misma operación de perforación, con un gasto que controle la densidad equivalente de circulación y con el equipo superficial especializado que se requiera. La principal diferencia con la perforación convencional, es que en la modalidad bajo balance el control primario del pozo no se apoya principalmente en la presión de la columna hidrostática dentro del pozo, sino en el equipo superficial, en donde la presión es registrada y controlada más fácilmente (Rehm, 2001).

El lodo bajo balance puede ser lodo de perforación convencional: agua, aceite, sistemas mezclados (lodo con aire o espumas) o simplemente aire con o sin rocío. Cuando se menciona aire o sistemas airados se refiere a que se puede usar aire, gas natural, nitrógeno o alguna combinación de gases (Monjure, 2001)

Una generalización para perforar bajo balance comprende tres razones principales.

- Mejorar el ritmo de perforación.
- Restringir o disminuir la pérdida de circulación.
- Proteger la formación productora.

Cuando se tiene una operación bajo balance la densidad equivalente del fluido de control se diseña para que sea menor que la presión de las formaciones que se están perforando. El fluido puede tener densidad natural o inducida, en cuyo caso se agrega gas, aire o nitrógeno a su fase líquida, permitiendo la entrada de fluidos de formación al pozo, que deben circularse y controlarse en la superficie. El uso de esta técnica no se limita a formaciones de baja presión, pues también se aplica en pozos de alta presión, y a formaciones con alto grado de fracturamiento (Torres García, UNAM 2001).

Esta técnica permite perforar solo con la presión hidrostática del fluido en el pozo la cual es menor que la presión de la formación, sus mecanismos pueden ser:

a) Naturales.- Es cuando se utilizan fluidos de baja densidad, como agua, aceite, gas, niebla o espuma.

b) Inducida.- Esta operación se realiza cuando se aligera la columna de fluido en el pozo utilizando nitrógeno o aire (éste último elemento es sumamente peligroso usarlo cuando se mezcla con el gas natural de las formaciones productoras que pueden causar explosiones subterráneas).

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

Esta técnica permite que el yacimiento aporte fluidos al pozo para circularlo a la superficie y ser recuperados; tiene como objetivos proteger a la formación productora, evitar la pérdida de circulación en el pozo y aumentar la velocidad de penetración.

Perforación bajo balance con lodo. Consiste en bajar la densidad del fluido de perforación de tal forma que la presión de formación en el pozo sea ligeramente mayor que la presión hidrostática. Ésta técnica permite una mejor estabilidad del agujero y control de presiones pozo abajo (Monjure, 2001).

Perforación con fluido mezclado con aire. Se aplica el término aireado como el nitrógeno o aire y consiste en bombear al interior de la tubería un volumen calculado de nitrógeno o aire, para que al mezclarse con el fluido del pozo se aligere la columna hidrostática a fin de tratar de reducir las pérdidas de circulación ocasionadas por sistemas convencionales de lodo (Monjure, 2001). Pero al utilizar el aire se incrementa el riesgo en la perforación por corrosión y combustión espontánea.

Al comparar la perforación bajo balance con la perforación convencional (Tabla 5.1) se puede establecer que un influjo de fluidos de formación hacia el pozo debe ser controlado para evitar problemas de control del pozo.

CONDICIONES DE BALANCE	
	$P_d = P_h - P_f$
Dónde:	
P_d =presión diferencial	
P_h =presión hidrostática	
P_f =presión de formación	
$P_h > P_f$	Sobre balance: $P_d = +$
$P_h = P_f$	Balance: $P_d = 0$
$P_h < P_f$	Bajo Balance: $P_d = -$

Tabla 5.1_ Condiciones de balance (Tomado de Madrigal, 2001)

En la perforación bajo balance, los fluidos del pozo son llevados a un sistema cerrado en superficie donde se controlan y separan, evitando descontrol en la operación. Con el pozo fluyendo, el sistema de preventores se mantiene cerrado durante la perforación; en oposición a la perforación convencional donde los fluidos son devueltos a un sistema abierto con el pozo expuesto a la presión atmosférica (Weatherford, 2011).

5.2 Consideraciones geológicas en la perforación bajo balance

Es de suma importancia conocer la geología del yacimiento donde se encuentra la zona de interés, para obtener una óptima perforación, ya que los

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

factores que determinan el método de trabajo depende de las características geológicas de la zona de estudio.

Tipos roca y condiciones deposicionales (estabilidad en el agujero)

Al paso de los años se ha demostrado, que las rocas calizas y las areniscas compactas son buenas formaciones candidatas para perforar bajo balance. Pero lo que llama la atención, es que existen arcillas “jóvenes” y muchas arenas poco consolidadas que también son excelentes candidatas para la perforación bajo balance (William, 2001).

Presión de poro (Daño a la formación y/o pérdida de circulación)

La presión de poro es el componente principal para determinar la presión de la columna del fluido durante la perforación. El obtener los valores correctos de presiones de formación por medio de registros geofísicos confiables, son la fuente de información principal de datos durante la perforación bajo balance. Antes de comenzar un proyecto de perforación bajo balance, hay que tener estos valores de las presiones de poro y tener acceso a ellas durante todo el programa de perforación y sobre todo para las secciones abiertas del agujero (García Vela, 2005).

Presión de fractura (Pérdida de circulación)

La presión de fractura, está en función de la presión de poro. La presión de fractura se estima con base en algunos cálculos usando la presión de poro o algunos datos de campo, es una parte importante de los estudios o proyectos de perforación bajo balance (William 2001).

Fracturas (pérdidas de circulación y manifestaciones de pozo)

Cuando la formación presenta fracturas abiertas o parcialmente abiertas conllevan sucesos inesperados y problemas durante la perforación y terminación de pozos bajo balance. Durante algún tiempo se interpretaba que las fracturas no se podrían presentar en profundidades significativas, pero ahora es evidente que las fracturas pueden mantenerse abiertas debido a la presión de los fluidos del yacimiento contenido en las mismas. En las fracturas abiertas, la presión por pérdida de circulación y la presión de los flujos en el pozo son esencialmente iguales. Un pozo puede ser controlado bajo estas condiciones, pero siempre fluirá o se perderá líquido a un cierto grado (Monjure, 2001).

Permeabilidad (Debido a la pegadura por presión diferencial)

La pegadura por presión diferencial ocurre cuando al perforar se escapan fluidos de perforación, dejando una capa bastante permeable de sólidos en el pozo. Si la tubería o barrena están en contacto con el pozo, el líquido filtrado puede escaparse y alojarse detrás del extremo de la tubería y crear una zona de baja presión. La presión diferencial sobre el área implica crear las fuerzas necesarias que causan que la tubería se pegue; sin embargo, esto no debe suceder si es un pozo bajo balance. La pegadura de la tubería puede ser liberada cambiando la condición del pozo a bajo balance (Yanes. M., 1996).

Arcillas sensibles al agua (estabilidad de la formación)

Una buena comprensión del tipo de arcilla contenida en la formación puede ser una herramienta muy valiosa para el ingeniero en fluidos de perforación. Las arcillas pueden añadirse intencionalmente, como la bentonita, o pueden también entrar en el fluido de perforación como un contaminante principal, a través de la dispersión de los sólidos de perforación. En cualquiera de los casos, éstas se vuelven una parte activa del sistema (Yanes. M. 1996).

En general las arcillas son sensibles al agua, ésto hace que se hidraten y tiendan a hincharse. Pero también existen arcillas que no son tan sensibles al agua en pruebas de laboratorio; sin embargo, llegan a ser sensibles bajo las condiciones del pozo. Tales arcillas pueden estar mojadas por meses en un laboratorio y no presentar ninguna hinchazón o ablandamiento, en el pozo su reacción es absolutamente diferente. Las arcillas tienen un papel importante en la perforación de un pozo, ya que brindan viscosidad al fluido de perforación y para depositar una costra filtro (engarre) que selle las formaciones permeables y con esto limitar las pérdidas de filtración, además de prevenir tuberías pegadas (PEMEX, 2000).

Movimiento tectónico

Es importante un estudio previo de geo-mecánica de rocas porque con esto se puede determinar la estabilidad de la roca. Cuando se aplica la técnica de perforación bajo balance; los yacimientos son depresionados, por lo cual se hacen cálculos basados en baja presión de la formación, esto nos puede conducir a la conclusión de que la estructura del pozo puede ser frágil o no (McLellan y Prett, 1995).

Dureza de la roca

La dureza de la roca, está en parte en función de la presión de la columna del fluido de perforación y otro factor importante es la fuerza de la roca por sí misma. Finalmente existe el problema de limpiar el fondo del agujero. En los agujeros bajo balance, siempre existe la posibilidad de perforar más rápido ya que son más fáciles de limpiar (McLellan y Prett, 1995).

5.3 Ingeniería de diseño de la perforación bajo balance

Es indispensable la planeación del pozo, en la decisión para utilizar la perforación bajo balance con base en las condiciones del yacimiento y las expectativas de producción del pozo, hasta detalles como el uso de equipo adicional, condiciones de operación, por mencionar algunas.

Se tiene una operación bajo balance cuando la densidad equivalente del fluido de control se diseña intencionalmente para que sea menor que las presiones de las formaciones que se están perforando. El fluido puede tener densidad natural o inducida, en cuyo caso se agrega gas, aire o nitrógeno a su fase líquida, permitiendo la entrada de fluidos de la formación al pozo, que deben circularse en la

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

superficie. El uso de esta técnica no se limita a formaciones de baja presión, si no también se puede aplicar a pozos de alta presión, con los mismos objetivos: reducir el riesgo de atrapamiento por presión diferencial y hacer factible la perforación (Valenzuela y Solís, 1996).

La perforación bajo balance es aplicable en formaciones mecánicamente estables aun cuando se manejen presiones hidrostáticas menores que la presión de los fluidos de la roca (Figura 5.2).

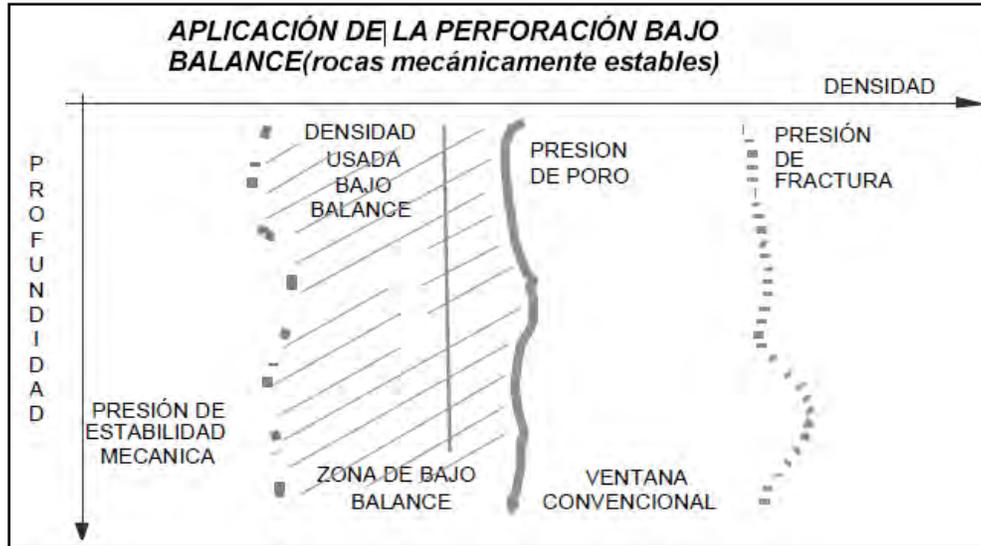


Figura 5.2_Definición de la estabilidad mecánica de la formación en términos de densidad equivalente (Tomado de Valenzuela y Solís, 1996).

Por su parte, en la figura 5.3 se muestra una formación en la que no es posible utilizar la perforación bajo balance pues la densidad equivalente a su estabilidad mecánica no permite usar densidades menores a su presión de poro, por lo que la zona de bajo balance no está definida para esa formación, pues provocaría un colapso o derrumbe del pozo (Valenzuela y Solís, 1996).

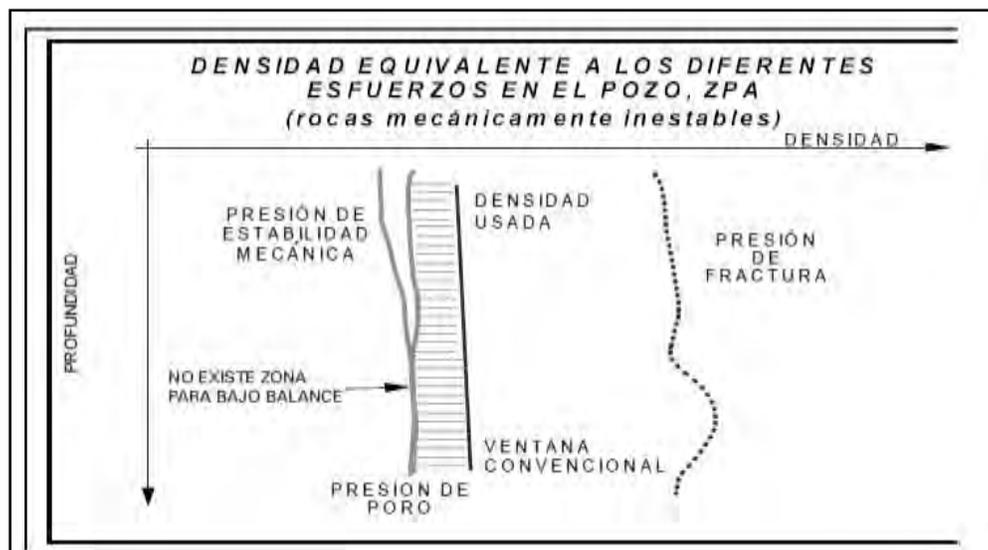


Figura 5.3_Ejemplo de rocas en donde no es aplicable la perforación bajo balance, ya que el pozo se colapsará (Tomado de Valenzuela y Solís 1996).

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

Así, se tienen dos ejemplos generales de aplicación cuyas diferencias en costo y operación obligan a mencionarlos por separado:

- a) Cuando la densidad requerida puede alcanzarse con fluidos líquidos.
- b) Cuando la densidad equivalente es tan baja que no puede lograrse con líquidos y es necesario aligerar un fluido base.

Por lo que en México se han implementado nuevas modalidades de perforación bajo balance:

- 1) Fluidos aligerados con nitrógeno y recuperación a presión atmosférica.
- 2) Fluidos aligerados con nitrógeno y recuperación con separadores de vacío.
- 3) Fluidos líquidos aplicando menor densidad que la requerida y recuperación a presión atmosférica

5.4 Técnica de selección de pozos para perforación bajo balance

La selección del pozo consiste de cuatro etapas con los cuales se puede determinar las opciones y requisitos para que un pozo de perforado bajo balance.

1. Determinar la presión en el fondo del pozo
2. Identificar el sistema de fluidos de perforación
3. Establecer el diseño del pozo y correr modelos de flujo en simulador
4. Seleccionar el equipo de superficie

5.4.1 Presión en el fondo del pozo

En la perforación convencional se selecciona un peso de lodo que proporcione una presión hidrostática de 200 a 1000 psi por encima de la presión del yacimiento, esto es un punto de partida para la selección del sistema de fluido. En el estudio de viabilidad se debe considerar una posible caída de presión de 200 psi. Al evaluar todas las simulaciones hidráulicas de la perforación, estas pueden indicar que 200 psi de caída de presión no son suficientes para alcanzar la condición bajo balance y el pozo estará condición de sobre balance cuando se circule. Si este es el caso el fluido de circulación tendrá que ser reevaluado (PEMEX, 2002).

5.4.2 Sistemas de fluidos empleados en la perforación bajo balance

La correcta selección del sistema de fluido es la clave para un resultado exitoso y uno de los aspectos más importantes en la planeación y ejecución de la perforación de un pozo a condiciones bajo balance, como el fluido circulante debe realizar las mismas funciones que a condiciones de sobre balance y resolver los problemas que se presentan por la condición bajo balance, éste debe reunir características de densidad, lubricación y su función principal es la de transportar los recortes generados por la barrena, del fondo del pozo hacia la superficie, además de evitar la corrosión en los elementos tabulares del pozo, evitar que se genere combustión espontánea, evitar inestabilidad química y tener el menor costo posible (Valenzuela y Solís, 1996) (Figura 5.4).

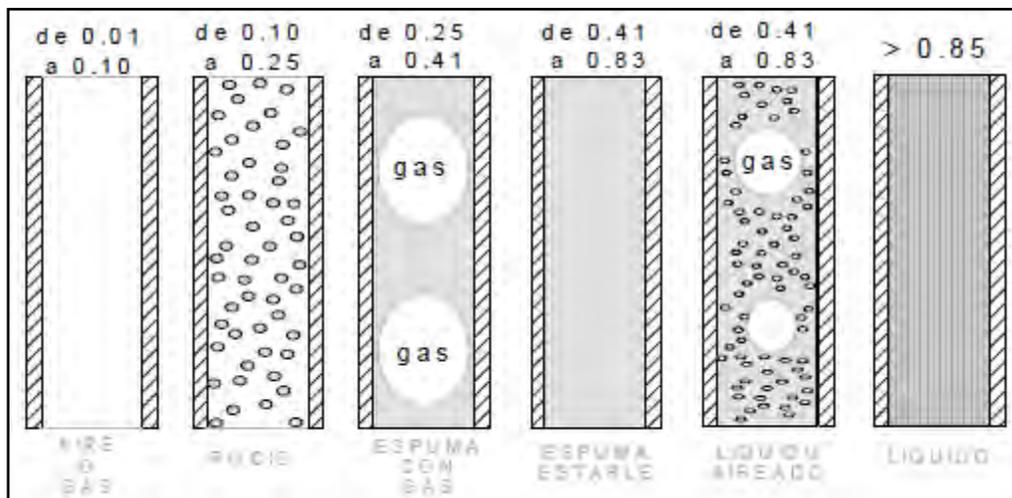


Figura 5.4 Diagrama de Lorenz para ilustrar las densidades equivalentes que pueden lograrse con diferentes fluidos, o mezclas de ellos (Tomado de Valenzuela y Solís 1996).

El diseño del fluido de perforación en operaciones bajo balance difiere bastante de los métodos convencionales, como por ejemplo en los fluidos de perforación bajo balance no se requiere de materiales que generen enjarre, esto es porque el fluido bajo balance no genera las pérdidas de fluido (Perforación y Mantenimiento de Pozos PEMEX 2002).

Otro ejemplo es que los materiales pesados no son requeridos para controlar el pozo y que no se requiere de materiales viscosificantes para la remoción de recortes, debido a la producción de hidrocarburos los cuales incrementan la velocidad anular, si es gas el producido o inyectado, provoca un flujo (de dos fases) turbulento, en el espacio anular, lo que ayuda a una mejor remoción de los recortes generados por la barrena (Tangedahl SPE 1996).

Existen diferentes formas de clasificar los fluidos de perforación, ya sea por sus características físicas, o con base a su grado de compresibilidad (fluidos compresibles e incompresibles).

5.4.2.1 Fluidos compresibles

Un fluido de perforación compresible es básicamente una técnica de perforación en la cual los sistemas más comunes de fluidos de circulación, agua, lodo o diésel, son inyectados o reemplazados por gases altamente compresibles (Cade, Kirvelis y Jennings, 2003).

Estos gases realizan las mismas funciones del fluido de perforación, que es lubricar la barrena y limpiar el fondo del pozo. Aplicar estos sistemas de fluidos compresibles está limitado a las condiciones de litología, presión de poro de la formación y donde se logren ahorros en tiempo de perforación, a pesar de la necesidad de equipo adicional para aplicar la tecnología bajo balance. La perforación con fluidos compresibles se dividen en fluidos gaseosos y fluidos de perforación de dos fases gas-líquido estos fluidos incluyen: aire o gas seco, niebla, espuma estable/pesada, y lodo gasificado (Cade, Kirvelis y Jennings, 2003).

5.4.2.2 Fluidos de perforación gaseosos

El gas más económico a emplear en la perforación bajo balance es el aire, ya que su función principal del aire en las actividades de perforación es la de sacar los recortes desde el fondo del pozo hacia la superficie, para ello se requiere determinar el gasto necesario para lograr una limpieza adecuada del agujero; pero usarlo implica grandes riesgos de corrosión y combustión espontánea, es por esta razón que el gas más usado en las actividades de la perforación bajo balance sea el nitrógeno y esto se debe a sus propiedades fisicoquímicas, ya que la ventaja que tiene el nitrógeno sobre los demás gases, es que las mezclas de nitrógeno con los hidrocarburos no son inflamables, lo que minimiza la posibilidad de explosiones o fuego en el fondo del pozo (Murphy SPE 2002).

El Nitrógeno no necesariamente es puro, algunas mezclas de aire con nitrógeno y gas natural no ocasionan combustión, ya que se mantiene la concentración de oxígeno por debajo del nivel crítico. Por otro lado, el nitrógeno como fluido de perforación acarrea los recortes y los fluidos de entrada a la formación, de la misma forma que lo hace el aire. Del mismo modo el gas natural también puede ser utilizado como fluido de perforación bajo balance (Murphy SPE 2002).

5.4.2.3 Fluidos de perforación en fase líquida

La fase líquida que se usa normalmente, es la misma que para el fluido de perforación normal para el campo. En función de las condiciones de los pozos, se emplea:

Diésel

Sobre todo porque es el líquido comercialmente viable de menor densidad (0.87 gr/cm^3) y porque evita totalmente el desarrollo de problemas fisicoquímicos por la presencia de arcillas en la formación, lo que ocurre a menudo.

Agua

En yacimientos calcáreos depresionados, profundos ($>5 \text{ mil m}$), con mínimo contenido de arcillas y con gradientes de presión menores a 0.7 gr/cm^3 , el uso de agua es la opción económicamente más factible, dado que el uso de diésel no garantiza conseguir circulación, lo que puede implicar la pérdida de grandes volúmenes de fluidos.

5.4.2.4 Fluidos de perforación de dos fases gas-líquido

Este tipo de fluidos de perforación son utilizados en formaciones duras o altamente fracturadas, en zonas de alta permeabilidad. Algunos de los fluidos que están constituidos por dos fases (gas y líquido) son nieblas, espumas, fluidos gasificados (León Loya 1993).

Aditivos

Se debe usar un agente surfactante que ayude a alcanzar el patrón de flujo necesario para el buen desarrollo de la perforación. Puede seleccionarse un espumante de tipo aniónico para generar suficiente tensión interfacial lodo-nitrógeno, y que la energía cinética del gas arrastre al lodo, a los líquidos producidos por el pozo y mantengan el patrón de flujo en los límites deseados, aun cuando haya menor control sobre la proporción de las fases por la producción de las formaciones. Por otro lado, el surfactante permite lograr suficiente capacidad de acarreo para limpiar el fondo del pozo y llevar los recortes hasta la superficie. esto es básico ya que comúnmente no se logra tener retorno completo durante la perforación bajo balance, o se pierde control sobre la columna de fluido en el espacio anular en intervalos que generan mayores caídas de presión tales como: cambios de gradientes de fracturas de la roca, yacimientos con fracturas naturales, con alta permeabilidad o cambios de geometría , todo lo cual obliga hacer una rápida adecuación de las condiciones de operación para evitar puentes de recortes que atrapen la tubería (Aguilera de la Serna, 1996).

Nieblas

La descripción más simple de la niebla es que son pequeñas gotas de un fluido suspendido en una corriente de gas. Generalmente, esta técnica ha sido usada en áreas donde existe influjo de agua de formación y evita algunos problemas que pueden presentarse si se la perfora con aire seco. Se utiliza en aplicaciones especiales, ya que la limpieza del pozo es más difícil en sistemas de perforación con niebla. Algunas de las características de la perforación con niebla es que disminuye la formación de anillos de lodo en la tubería, que depende de la velocidad en el anular para remover los cortes y que las presiones de inyección son más altas que con aire-gas seco (Watherford, 2007).

Espumas

Las espumas están constituidas básicamente por una fase líquida y un surfactante o jabón como agente espumante. Es un fluido de perforación muy bueno con una capacidad de acarreo de cortes muy alta por su elevada viscosidad y una densidad baja, lo que permite tener columnas hidrostáticas reducidas en el pozo (Watherford, 2007).

En los sistemas de espuma tradicional, una espuma estable mantiene dicha condición incluso cuando retorna a superficie convirtiéndose en un problema si la espuma no se puede romper lo suficientemente rápido.

En la perforación con sistemas cerrados de circulación, la espuma estable podría causar problemas de sobre flujo por los separadores. Por otro lado están las espumas rígidas, también conocidas como espumas viscosas que incorporan ligeramente menos agente espumante, la consistencia que ofrece este tipo de espuma permite el transporte de los recortes a velocidades anulares muy bajas, la entrada de gas incrementa la calidad de las espuma, el inconveniente es cuando la cantidad de gas es tal que la espuma se convierte en niebla, lo que ocasiona que pierda su viscosidad (Páez, González, Salazar, 2009).

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

pozo, y no al contrario, de ahí que según el tipo de yacimiento que se perfora, el grado de bajo balance que se pueda o se pretenda alcanzar, así como los gastos esperados de inyección y de salida tanto de líquidos, gases y sólidos determina su tipo y capacidad (Edward T. Bourgoyne, 1999).

La tecnología en el área de perforación ha tenido sus avances en todos sus sentidos, tanto en capacidad de separación, dimensiones de los equipos, medición, registro de datos; calidad de separación y seguridad del equipo, de la operación y del personal.

SISTEMAS DE SEPARACIÓN ABIERTOS A PRESIÓN ATMOSFÉRICA:

Estos equipos fueron los pioneros en la perforación bajo balance, donde sus ventajas son:

- Pueden usarse en forma modular, es decir se puede instalar sólo una sección de él, según la aplicación.
- Son de menor costo
- Es compatible con equipo de sensores y recolección de datos.

Mientras que sus desventajas son:

- Requiere de área relativamente grande para su instalación.
- Ofrece menor control sobre la operación que los sistemas cerrados.
- Sus especificaciones son para trabajar a presión atmosférica

El equipo que lo integra es:

- a) Separador vertical de baja presión. Su capacidad varía entre 40-50 mil mpcd de gas y 30-40 mil bpd de aceite.
- b) Separador de fluidos de perforación/hidrocarburo/recortes. Por el tipo de fluido esperado del yacimiento y el lodo usado para perforar es necesario un sistema de separación de desnatado por gravedad (skimmer) integrado por tres presas distribuidas como sigue: una de recepción, decantación y separación por desnatado del lodo y el aceite; otra de acumulación y bombeo de lodo hacia las presas del equipo y la tercera para captar y bombear aceite hacia el tanque vertical.
- c) Separador de vacío. Cuando se tiene presencia de asés amargos y es necesario asegurar su remoción del lodo, se requiere emplear separadores de vacío, los que también se deben utilizar cuando el lodo no permite una separación aceptable del gas por el efecto mecánico del separador atmosférico.
- d) Separación de recortes. Esto ocurre por decantación en el separador vertical y son bombeados junto con el lodo hacia el eliminador de sólidos del equipo de perforación, mediante una línea de 4" y las bombas centrífugas de las presas. Si ocurriesen arrastres de sólidos por efecto de alto volumen de retorno, se puede adaptar una salida de 2" en la línea de 8" que conduce el lado hacia el "skimmer" (Edward T. Bourgoyne, 1999).

SISTEMAS DE SEPARACIÓN CERRADOS DE BAJA PRESIÓN:

Pueden considerarse como la segunda generación de equipos de separación especializados para perforación bajo balance. Son capaces de manejar hasta 60 MMPCD de gas y 40 mbpd de aceite, ver figura 5.6 (Valenzuela y Solís, 1996).

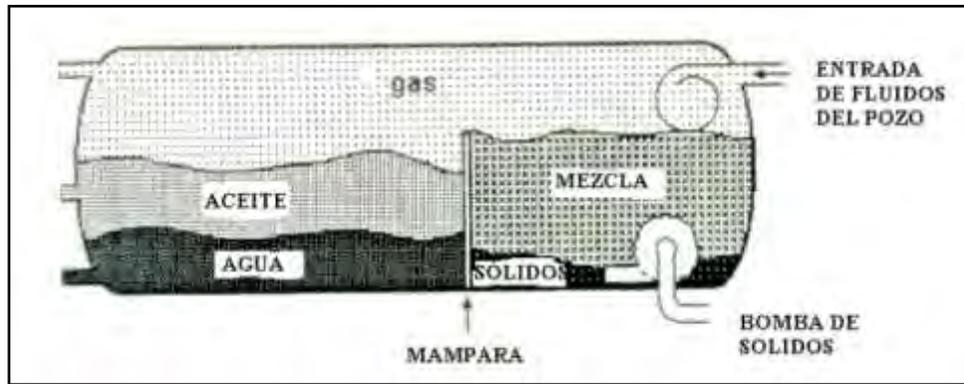


Figura 5.6 Esquema del interior de un separador cerrado horizontal, del tipo denominado "cuatro fases" (Tomado de (Edward T. Bourgoyne, 1999).

Ventajas:

- Permiten mejor control de los volúmenes de entrada y salida, monitoreo y de la operación.
- Pueden trabajar a presión de hasta 250 psi.
- Pueden manejar mayores volúmenes que los atmosféricos.
- Tenemos mejores dispositivos de seguridad y normalmente tienes sistemas integrados de estrangulación.

Desventajas:

- Son de mayor costo que los equipos atmosféricos.
- No puede modularse su uso, obligando a usar el sistema completo en todos los pozos.

SISTEMAS DE EQUIPOS DE SEPARACIÓN CERRADOS EN DOS ETAPAS:

Son el concepto más reciente de sistemas de separación, adquisición de datos y seguridad. Consisten en dos separadores, ya sea verticales u horizontales conectados en serie que permiten mejorar la separación; además de una medición más detallada de parámetros, por lo que resultan una herramienta valiosa si se desea maximizar el potencial de la perforación bajo balance realizando evaluaciones del potencial del yacimiento durante la perforación (Edward T. Bourgoyne, 1999).

5.5 Perforación de bajo balance en secuencias calcáreas de cuenca

Para realizar una valoración apropiada de la factibilidad de usar la perforación bajo balance en calizas de cuenca, se debe hacer una recopilación y con análisis detallado de los siguientes datos:

- Datos de presión del yacimiento
- Compatibilidad de los fluidos del yacimiento con los fluidos de perforación propuestos.
- Estabilidad de las paredes del pozo, tipo y dureza de la formación.
- Compatibilidad del fluido de perforación con los equipos direccionales.

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

Cuando se perfora en yacimientos naturalmente fracturados mediante técnicas convencionales se presenta la reducción de los gastos de producción, ya que los sistemas fracturados pueden ser taponados con los sólidos de la perforación o con los materiales densificantes. La perforación bajo balance reduce o elimina los problemas de taponamiento y la pérdida de circulación relacionada a la perforación de yacimientos de este tipo, debido a que la presión equivalente de circulación es mucho menor que el gradiente de formación (PEMEX, 2002).

En yacimientos fracturados, el equilibrio entre la columna del lodo y la presión del líquido en el sistema de la fractura, se describe de una mejor manera con la perforación con la presión balanceada o en equilibrio.

Cuando la formación carbonatada está fracturada verticalmente, se generan intencionalmente fracturas perpendiculares a ellas creando pozos horizontales, que permiten ocasionar el mínimo daño a la formación. Si la perforación de estos pozos se realiza mediante la perforación convencional, la invasión de los fluidos en yacimientos de arcillas sensibles puede ser perjudicial debido a los largos periodos de tiempo en el que la formación se encuentra expuesta a los fluidos de perforación durante la fase de perforación horizontal (PEMEX, 2002).

En este tipo de formaciones los pozos horizontales o verticales perforados en bajo balance, deben tener equipo superficial y un arreglo de preventores diseñados especialmente para las operaciones de circulación con fluidos represionados. En el caso especial de un pozo horizontal, pueden ser perforados también en sobre balance o cerca del balance, pero ciertamente las técnicas convencionales de control, de pozos no siempre se pueden aplicar efectivamente (Joseph, 1995).

5.5.1 Metodología para iniciar la perforación bajo balance en secuencias calcáreas de cuenca

Para la perforación de Calizas de cuenca, se recomienda utilizar un fluido de perforación muy bajo en sólidos, debido a que el fluido invasor puede ser removido por medio de producción. Una alta carga de sólidos en los fluidos podría causar que el lodo entre al sistema de fractura y se gelifique (PEMEX, 2002).

El lodo gelificado podría ser imposible de remover. Algunas calizas fracturadas también tienen una permeabilidad baja en matriz, de modo que una pérdida de fluido podría ocurrir a consecuencia de las fracturas. Estas formaciones son en la mayoría perforadas bajo-balance con salmuera libre de sólidos. La perforación de bajo-balance permite al petróleo ser producido al mismo momento en que el pozo es perforado, y el petróleo es separado del fluido de perforación libre de sólidos, en la superficie (PEMEX, 2002).

Características que se deben tomar en cuenta en el proceso de perforación bajo-balance.

- I. Verificar que el equipo de control superficial haya tenido su última prueba programada.

- II. Checar que el equipo se encuentre nivelado y centrado, para no afectar la operación efectiva de sello en la cabeza rotatoria o preventora rotatoria.
- III. Checar que la flecha esté libre de rebordes, desgaste, curvatura y la instalación del sustituto liso.
- IV. Colocar los tensores a los preventores, para evitar su movimiento.
- V. Tener disponible un tanque de almacenamiento para aceite crudo, aproximado de 70 [m³]; con una bomba conectada a la línea de la batería más cercana, en caso contrario, tener una solicitud abierta de transporte para el aceite crudo durante este tipo de perforación (Williams y Lewis, SPE 2003).
- VI. Contar con equipos de intercomunicación local.
- VII. Verificar la actualización del permiso de quema.
- VIII. Tener en la localización al personal de seguridad, equipo de contra incendio y la unidad de alta presión.
- IX. Instalar el equipo adicional de la perforación bajo balance.
- X. Verificar en caso de la cabeza rotatoria: Que el carrete adaptador sea del diámetro del preventor superior, condición física aceptable y tener de reserva cuando menos cinco juegos de elementos sellantes, para tubería de mayor diámetro y cuando menos dos juegos para T.P. de menor diámetro (Williams y Lewis, SPE 2003).
- XI. Tener disponible en el piso la válvula de seguridad (de pié) y la de contrapresión, verificando que sea de la conexión de la tubería en uso y combinación necesaria para el enlace con los lastrabarrenas (se recomienda válvula de contra presión tipo charnela).
- XII. Equipo detector de H₂ S y de unidades de aire comprimido individuales.
- XIII. Indicadores de vientos dominantes.
- XIV. Si se tiene sarta combinada, instalar en el preventor superior de arietes, rams variables (Williams y Lewis, SPE 2003).
- XV. Checar el uso de rams de corte-ciego. (Williams y Lewis, SPE 2003).

5.5.2 Programa para perforar bajo balance en calizas de cuenca

1. – Planeación (Williams y Lewis, SPE 2003).

- Introducción a los conceptos de Perforación Bajo Balance y objetivos que persigue.
- Descripción del equipo adicional necesario.
- Descripción de operaciones involucradas durante la perforación bajo balance (perforación, registros, núcleos, introducción TR s, etc.).
- Plan de contingencia (H₂ S, incendio, fugas, etc.).
- Medidas de seguridad.
- Identificación de riesgos.
- Equipo adicional en la localización.
- Requerimientos de la localización.
- Equipo para control superficial de presiones.
- Equipo para manejo de fluidos (nitrógeno, aire, espuma, lodo, etc.).
- Monitoreo y equipo de medición.

2.- Procedimientos operativos (Williams y Lewis, SPE 2003).

- ✓ Control de Brotes.
- ✓ Control de Incendios.
- ✓ Viajes.
- ✓ Desplazamiento de gas o fluidos contaminados por fluidos de perforación.
- ✓ Ensamble y registro continuo con equipo MWD (Registro durante la perforación).
- ✓ Control de presiones en superficie.
- ✓ Desarrollo de herramientas para toma de registros.
- ✓ Núcleo y/o muestra de canal.
- ✓ Terminación del pozo.
- ✓ Procedimientos misceláneos

3.-Plan operacional de contingencia.

4.- Medida de Seguridad Personal (Williams y Lewis, SPE 2003).

- ❖ Orientación hacia la seguridad.
- ❖ Entrenamiento de personal.
- ❖ Mantenimiento a equipo de seguridad.
- ❖ Emergencias y procedimientos de rescate

5.- Identificación de Riesgos en la Perforación Bajo Balance.

- Identificación de riesgos con preventor rotatorio o cabeza rotaria.
- Riesgo en equipo de sistema de manejo de fluidos en superficie.
- Riesgo en manejo de gases (nitrógeno, aire, espuma, diésel, etc.).

5.6 Estimulación en yacimientos carbonatados de cuenca

Entre los más importantes desarrollos tecnológicos con que se cuenta la industria petrolera están los métodos de Estimulación de Pozos. Tal es su importancia que no existe pozo en el mundo en calizas fracturadas de cuenca, en que no se haya aplicado uno o más de estos métodos.

El método de estimulación de pozos consiste en la inyección de fluidos de tratamiento a gastos y presiones bajas que no sobrepasen a la presión de fractura, con la finalidad de remover el daño ocasionado por la invasión de los fluidos a la formación durante las etapas de Perforación y Terminación del pozo. Dependiendo del tipo de daño presente en la roca y la interacción de los fluidos para la remoción de este, las estimulaciones se pueden realizar por medio de dos sistemas. Estimulaciones no reactivas y reactivas (Figura 5.7) (Garaicochea P. F. 1987).

Estos tratamientos tienen por objeto eliminar el daño a la formación y restaurar la capacidad natural de producción del pozo mediante el cual se restituye o se crea un sistema extensivo de canales en la roca productora de un yacimiento para facilitar el flujo desde la roca al pozo o desde el pozo a la roca de ser necesario (Muñoz, Clavijo e Ibañes).

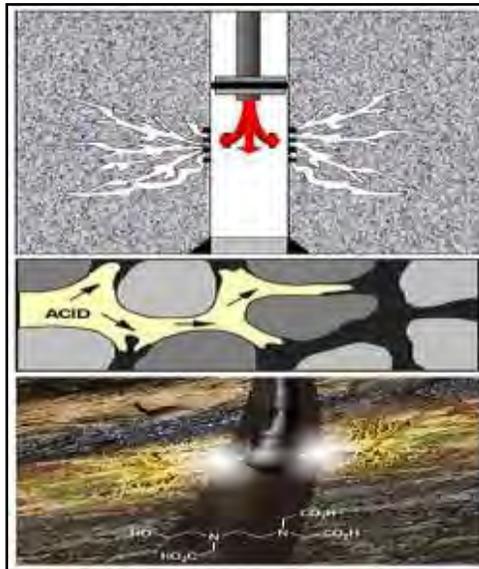


Figura 5.7 _Restauración o mejora de las condiciones de flujo por estimulación
(Tomado de PEMEX, terminación y mantenimiento de pozos 2010).

La estimulación es una de las técnicas más antiguas conocida en la industria de hidrocarburos en cuanto a procesos de mejorar la producción. En 1894 se usó ácido para la estimulación en la producción de un pozo que se encontraba en una formación de calizas en Lima Ohio. La acidificación en yacimientos de calizas resurgió en 1931 con el descubrimiento de que el arsénico inhibía la acción corrosiva del HCL en las tuberías (Garaicochea P. F. 1987).

Los más importantes desarrollos tecnológicos de la industria petrolera se encuentran en la estimulación de pozos, por lo cual no debería existir pozos en el mundo en el cual no se haya llevado a cabo uno o más de estos procesos (Muñoz, Clavijo e Ibañes).

La estimulación es una de las técnicas más antiguas conocida en la industria de hidrocarburos en cuanto a procesos de mejorar la producción. En 1894 se usó ácido para la estimulación en la producción de un pozo que se encontraba en una formación de calizas en Lima Ohio. La acidificación en yacimientos de calizas resurgió en 1931 con el descubrimiento de que el arsénico inhibía la acción corrosiva del HCL en las tuberías (Garaicochea P. F. 1987).

La estimulación es una de las técnicas más antiguas conocida en la industria de hidrocarburos en cuanto a procesos de mejorar la producción. En 1894 se usó ácido para la estimulación en la producción de un pozo que se encontraba en una formación de calizas en Lima Ohio. La acidificación en yacimientos de calizas resurgió en 1931 con el descubrimiento de que el arsénico inhibía la acción corrosiva del HCL en las tuberías (Garaicochea P. F. 1987).

Los más importantes desarrollos tecnológicos de la industria petrolera se encuentran en la estimulación de pozos, por lo cual no debería existir pozos en el mundo en calizas de cuenca en el cual no se haya llevado a cabo uno o más de estos procesos (Muñoz, Clavijo e Ibañes).

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

La estimulación se lleva a cabo donde ha ocurrido un daño en la formación, esto permite mejorar la producción de aceite y gas e incrementar las reservas recuperables produciendo económicamente una buena reserva de hidrocarburo a través de esta técnica.

Proceso de Estimulación

- a) Selección de pozo candidato
- b) Caracterización del daño existente
- c) Determinación de la técnica adecuada de estimulación
- d) Diseño del tratamiento
- e) Ejecución del trabajo
- f) Evaluación de los resultados

La estimulación matricial se debe realizar en pozos con una permeabilidad real menor al 75% teórico calculado.

Las causas de una baja productividad en un pozo pueden variar desde un problema fundamental del yacimiento hasta restricciones al flujo en la zona cercana al pozo o en el pozo mismo (Figura 5.8) (CIED, 1997).

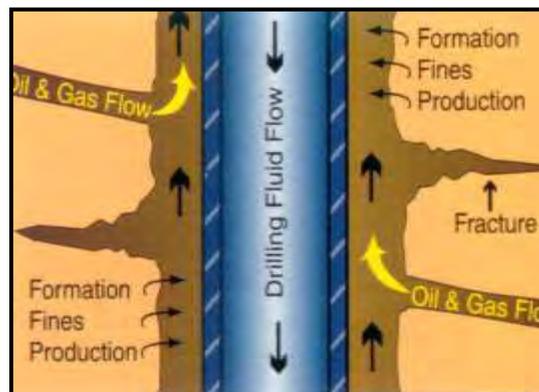


Figura 5.8 Factores que afectan a la productividad del pozo. (Tomado de ILT, 2010).

Las causas potenciales incluyen: baja permeabilidad natural del yacimiento, baja permeabilidad relativa a la fase de hidrocarburo, daño a la formación, perforaciones de poca profundidad o tapadas y restricciones a nivel de pozo (Figura 5.9).

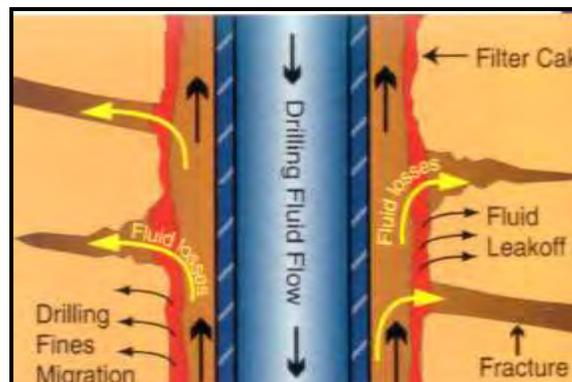


Figura 5.9 Diagrama representativa del Daño a la formación (Tomado de ILT, 2010)

Es importante distinguir entre baja tasa de producción y bajo índice de producción. La baja tasa de producción en un pozo puede ser causa de defectos en el sistema de levantamiento o en el diseño de las tuberías, mientras que el índice de productividad de un pozo hay que analizarlo comparándolo con los pozos vecinos completados en el mismo yacimiento, o con el que el mismo pozo tenía al principio de su vida productiva (CIED, 1997).

Para analizar el índice de productividad hay que medirlo, y si se halla que es anormalmente bajo, se debe distinguir entre una baja capacidad del flujo del yacimiento y restricciones al flujo en las cercanías al pozo. Para esto, hay que realizar pruebas de restauración de presión, para hallar la presión del yacimiento, la presión fluyente de fondo del pozo, la capacidad del flujo, kh , y el factor de daño (CIED, 1997).

El índice de productividad se define como el volumen de fluido producido, por unidad de caída de presión entre el yacimiento y el pozo, como sigue:

$$J = q / (P_o * P_i) \quad \text{Ec. 5.3}$$

Dónde:

q = tasa de producción, b/d.

P_o = presión del yacimiento, pc.

P_{wi} = presión fluyente de fondo del pozo.

La tasa de producción, para estado pseudo estabilizado, viene dado por la ecuación de Darcy para flujo radial.

$$q = (0.0070 kh (P_o - P_{wf})) / \mu \beta_o (\ln r_e / r_w + S) \quad \text{Ec. 5.4}$$

Dónde:

r_e = radio de drene del pozo, pies

r_w = radio del pozo, pies

μ = viscosidad del petróleo, pies

β_o = factor volumétrico del petróleo, B_y/B_a (adim.)

S = factor de daño, adimensional

k = permeabilidad efectiva, mD

h = espesor de la zona, pies

5.7 Daño a la formación

El daño a la formación es un fenómeno que causa una distorsión en el flujo lineal en dirección al pozo debido a restricciones en el tamaño de los poros de la roca, ocasionando una caída de presión extra en las inmediaciones del pozo (Garaicochea P. F. 1987).

El daño es la alteración económica de las propiedades de flujo de los conductos porosos y fracturas en la vecindad del pozo, las perforaciones de los disparos y del yacimiento mismo (UPMP, 2008).

Este daño puede ser originado durante las operaciones realizadas en un pozo desde su etapa inicial de perforación hasta su etapa de recuperación secundaria, pasando por la terminación, la reparación, la limpieza y toda operación inherente a su producción. El daño puede variar desde una pequeña pérdida de permeabilidad, hasta el bloqueo total de las zonas productoras, El daño significa reducción de la producción y de la recuperación (ILT, 2010)

Factor de daño (S) está dado por la ecuación Ec. 5.5;

$$S = \left[\frac{k}{k_x} - 1 \right] \ln \frac{r_e}{r_w} \quad \text{Ec 5.5}$$

En general el efecto del daño (S) implica:

S = 0 no existe daño, por lo que $k_x = k$

S > 0 existe daño, por lo que $k > k_x$

S < 0 el pozo esta estimulado $k < k_x$

La existencia de una zona de permeabilidad dañada alrededor del pozo causa una caída adicional de la presión, durante el flujo hacia el pozo desde el yacimiento. Esto reduce el valor de la presión del fondo fluyente, y hace que la diferencia $P_e - P_{wf}$ incremente, con lo cual el índice de productividad del pozo disminuye El daño es la alteración económica de las propiedades de flujo de los conductos porosos y fracturas en la vecindad del pozo, las perforaciones de los disparos y del yacimiento mismo (UPMP, 2008).

5.7.1 Causas que originan el daño a la formación

El daño a la formación puede ser causado por procesos simples o complejos, presentándose en cualquiera de las etapas de la vida de un pozo. El proceso de la formación del pozo es el primer y tal vez el más importante origen del daño, el cual se agrava con las operaciones de cementación de tuberías de revestimiento, las operaciones de terminación y reparación de pozos e incluso por las operaciones de estimulación. La fuente de daño la propicia el contacto e invasión de materiales extraños en la formación (Garaicochea P. F. 1987).

Además, durante el proceso natural de producción debido a las alteraciones de las características originales de los fluidos o las de los minerales que constituyen la roca; los mecanismos que gobiernan el daño a una formación pueden ser (Garaicochea P. F. 1987):

- ✚ Reducción de la permeabilidad absoluta de la formación, originada por un taponamiento del espacio poroso o fisuras naturales.
- ✚ Reducción de la permeabilidad relativa a los fluidos de la formación, resultado de la alteración en las saturaciones de los fluidos o del cambio de la mojabilidad.

- ✚ Aumento de la viscosidad de los fluidos del yacimiento debido a la formación de emulsiones o alteraciones en sus propiedades.

La eficiencia de un tratamiento de estimulación depende principalmente de la caracterización y remoción del daño que restringe la producción. Varios tipos de daño pueden existir durante las diferentes etapas de desarrollo del pozo.

Existen varios factores que influyen en la productividad del pozo. Es de sumo interés descartar factores tales como la baja presión del yacimiento. La baja permeabilidad natural y defectos mecánicos y de levantamiento, para distinguir si la causa es restricción al flujo en la zona del yacimiento más cercana a la cara del pozo. Esta restricción que de ahora en adelante se le llama daño a la formación, y se representa con la letra “S” en la ecuación anterior.

Los tratamientos de estimulación en la mayoría de los casos reducen el factor de daño, sin embargo, el efecto total de daño involucra varios factores, donde algunos de ellos no pueden ser alterados, el daño total se presenta por la siguiente ecuación:

$$S_t = S_{c+\theta} + S_p + S_d + \Sigma \text{pseudodaño} \quad \text{Ec. 5.1}$$

$S_{c+\theta}$ es el daño por terminación parcial y ángulo de desviación, S_p es el daño por efectos del disparo y S_d es el daño por invasión de los fluidos (Garaicochea P. F., 1987).

Con la finalidad de evaluar en forma teórica y cuantitativa los efectos de los daños susceptibles de removerse a través del tratamiento de estimulación, para conocer tal efecto, se debe considerar un yacimiento que no presenta ningún tipo de daño ($S = 0$) para estimar el potencial natural del pozo. Sin embargo, cuando se tiene un agujero revestido y disparado, el flujo debe converger hacia las perforaciones de los disparos.

Los efectos producidos por los disparos originan un compactamiento de la formación sufriendo alteraciones en sus características físicas, las cuales proporcionan el inicio de los problemas asociados con la restricción al flujo a través de las perforaciones, y estas se ven incrementadas por los detritos de las pistolas, la tubería, el cemento y la propia formación (Garaicochea P. F., 1987).

Una vez eliminada las restricciones causadas por los disparos, es conveniente estimar cual sería el efecto de la productividad del pozo por la presencia del verdadero daño a la formación. Para tal caso, es necesario determinar el comportamiento de flujo, obtenido de la presión de pozo fluyente y el gasto de producción a esa presión. Esto se determina para las diferentes condiciones de permeabilidad, tanto para la zona virgen y la zona alterada o dañada (Garaicochea P. F., 1987).

5.7.2 Efecto del daño a la formación en la productividad de pozos verticales

El área cercana al pozo es crítica debido a que los fluidos fluyen desde el yacimiento a través del área lateral de un cilindro, cuya área va disminuyendo a medida que se acerca al pozo (Figura 5.10). Si el flujo ha de ser constante, la velocidad ha de aumentar al disminuir el área, con lo cual aumentan las caídas de presión por fricción. Si además existen restricciones, las caídas de presión aumentan más, estrangulando el flujo (CIED, 2010).

Para cuantificar el efecto del daño en la reducción de la producción, se ha involucrado el factor “S” como variable en la ecuación de la Ley Darcy para flujo radial, suponiendo que el daño esa localizado en el área crítica alrededor del pozo (CIED, 2010). Teniendo en cuenta que el radio de inversión alrededor del paso es determinante en la productividad de un pozo. Si tenemos un flujo “q”, que ha de atravesar un sistema compacto de dos permeabilidades en serie, la expresión matemática de la Ley de Darcy para flujo radial en esta situación será.

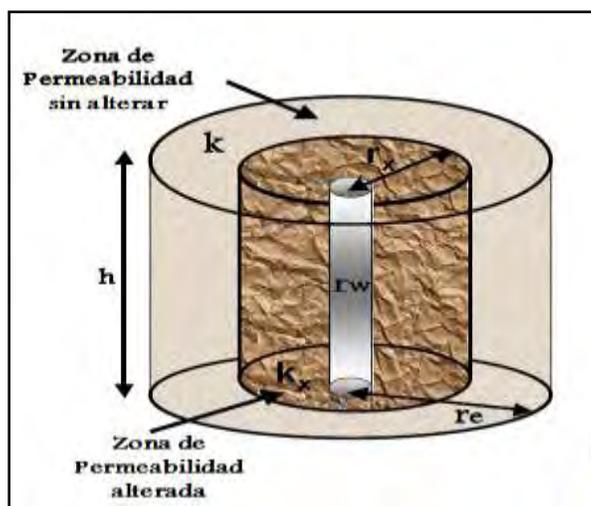


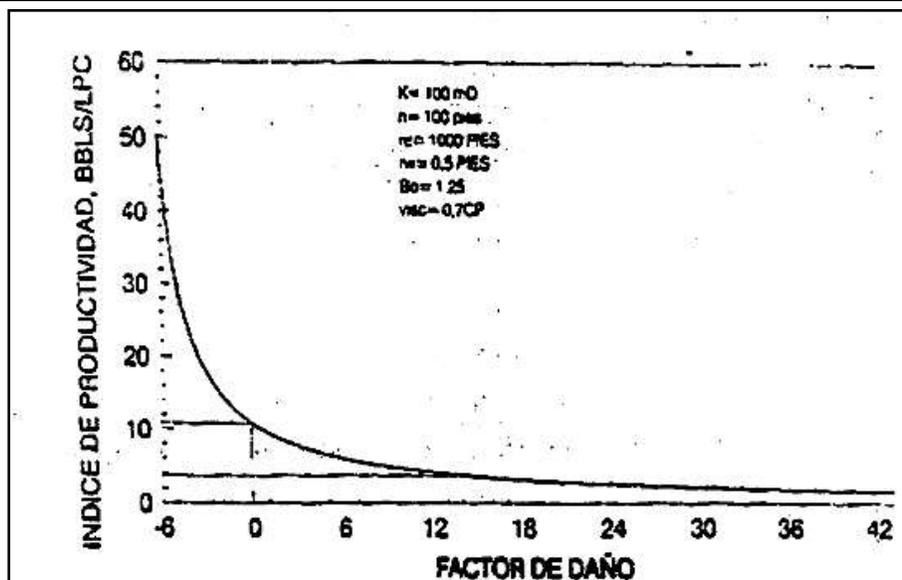
Figura 5.10_Representación esquemática de una zona dañada (Tomado de gerencia de ingeniería y tecnología de la UPMP, 2008).

$$q = \frac{0.00708koh (Pe-Pw)}{\mu\beta_o (\ln re/rw + (k_0/k_d - 1)\ln rd/rw)} \quad \text{Ec. 5.6}$$

Comparando con 5.2 se tiene.

$$S = (k_0/K_d - 1) \ln(r_d/r_w) \quad \text{Ec.5.7}$$

Existe un radio crítico de invasión, que es donde se restringe más el flujo de fluidos hacia el pozo, y dependiendo de la magnitud del daño, varía entre 4 pulgadas y dos pies. En la gráfica 5.1 se muestra el efecto de la magnitud del factor del daño en el índice de productividad de un pozo.



Grafica 5.1_Factor de Daño e Índice de Productividad (Tomado de CIED, 1997).

5.7.3 Efecto del daño a la formación en la productividad de pozos horizontales

Los pozos horizontales o de alta inclinación de más de 60° se perforan con diferentes propósitos. Uno de ellos puede ser alcanzar objetivos que no pueden perforarse verticalmente por haber impedimentos en la superficie, para agrupar pozos en plataformas marinas, para interceptar sistemas en fracturas naturales y para optimizar el drenaje de un yacimiento (CIED, 1997).

Es de esperar por la gran sección del yacimiento atravesada por este tipo de pozo, su producción sea varias veces mayor que la de un pozo vertical en la misma zona. Muchas veces esto no ocurre, bien sea por que la relación de permeabilidad vertical horizontal es muy alta o por que los pozos han sido dañados durante la perforación o terminación. La producción de un pozo horizontal, según Joshi, Economides y otros (1997), con daño a la formación, estado estabilizado en el plano horizontal y pseudoestabilizado en el plano vertical, bien dado por (CIED, 1997).

$$q = \frac{K_v h \Delta p}{141.2 B \mu \left\{ \ln \left[\frac{\alpha + \sqrt{\alpha^2 - (L/2)^2}}{L/2} \right] + \left(\frac{r_{mh}}{L} \right) \ln \left[\frac{r_{mh}}{r_w (1+m)} \right] + S_w \right\}} \quad \text{Ec. 5.8}$$

Dónde: $i = (\sqrt{K_H/k_w})$

$$\alpha = \frac{L}{2} \left\{ 0.5 + \left[0.25 + \left(\frac{r_{mh}}{L/2} \right)^4 \right]^{0.5} \right\}^{0.5} \quad \text{para } \frac{L}{2} \text{ menor que } 0.9 r_{mh} \quad \text{Ec.5.9}$$

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

Se define r_{eH} como el radio de drenaje en la dirección horizontal. S_{eq} es el factor de daño equivalente y bien dado por la siguiente expresión.

$$S_{eq} = \left(\frac{k}{k_g} \right) \ln \left[\frac{1}{(I_{ani} + 1)} \sqrt{3 \left(\frac{a_{H,max}^2}{r_w^2} + \frac{a_{H,max}}{r_w} + 1 \right)} \right] \quad \text{Ec. 5.10}$$

Dónde:

k = permeabilidad original de la formación, mD

k_g = permeabilidad dañada, mD

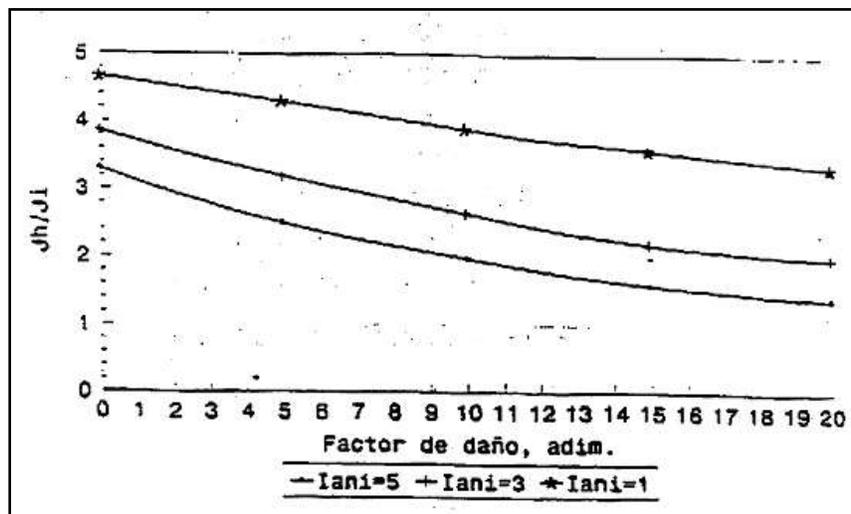
$a_{H,max}$ = eje horizontal.

Hay que destacar la importancia del índice de anisotropía, I_{ani} con valor de 1 el índice de productividad de un pozo horizontal puede ser casi 5 veces mayor que el de un vertical no dañado, completado en la misma arena, de espesor h . A medida que aumenta el factor de daño, esta relación de índice de productividad puede disminuir hasta 3.5.

La consecuencia de esto es que, debido a la alta productividad, se desprecia el efecto de este daño. También puede observarse en la gráfica 5.2, a medida que aumenta el valor de índice de anisotropía, la relación de índices de productividad se hace mucho más sensible al incremento del factor de daño, hasta que el pozo horizontal produzca igual que un pozo vertical en el mismo yacimiento (CIED, 1997).

Tomando en cuenta el alto costo de la perforación horizontal y la dificultad de realizar tratamientos químicos en este tipo de pozos, es más conveniente prevenir el daño que remedarlo (CIED, 1997). Si se ignora el daño, puede ocurrir lo siguiente:

- ✚ El índice inicial de productividad queda restringido.
- ✚ Por declinación rápida se acelera la necesidad de estimular
- ✚ Dificultades para realizar trabajos de reparación.
- ✚ Baja tasa de retorno de la inversión.



Gráfica 5.2. Efecto del factor de daño en la producción de un pozo horizontal (Tomado de CIED, 1997).

Esto muestra la influencia que el daño de la formación tiene en la productividad de un pozo, tanto vertical como horizontal.

5.7.4 Mecanismos de daño a la formación

Existen varios mecanismos por los cuales puede restringirse el flujo de fluidos desde el yacimiento hasta el pozo, en primer lugar, aquellos que producen precipitados que alteran los poros y la matriz de la roca, por las interacciones roca/fluido y fluido/fluido, aquellos que alteran las propiedades interfaciales entre roca y los fluidos y las de la superficie de la roca; también existen daños puramente mecánicos y otros de origen biológico (CIED, 1997).

5.7.4.1 Interacción roca/fluido

Los daños a la formación se definen como toda restricción que afecten la productividad o inyectividad del pozo. Esta relación puede ser causada por desequilibrios químicos y/o físicos en la matriz de la roca o en los fluidos de la formación, que, estando en equilibrio durante el tiempo geológico, se ven alterados por la introducción de fluidos extraños durante las operaciones de campo, con lo cual se reduce la permeabilidad. La temperatura, la composición de los fluidos inyectados, la tasa de inyección, el pH y la mineralogía de la roca son el conjunto de variables que afectan la naturaleza y la extensión de las interacciones fluido/roca (CIED, 1997).

5.7.4.2 Migración/taponamiento por partículas finas

Los finos se definen como pequeñas partículas que están adheridas a las paredes de los poros de la roca, las cuales son producidas in situ o por operación de campo. Para que ocurra su migración, las partículas deben desprenderse de la superficie del grano, dispersarse y fluir a través del radio poroso hasta llegar a los cuellos de los poros, lo que causa un taponamiento severo y una disminución en la permeabilidad del medio poroso en la región cercana al pozo, donde la velocidad del fluido es máxima.

Las partículas finas se caracterizan por tener un tamaño promedio de grano que va desde el coloidal hasta 40 micras. Las partículas coloidales son afectadas por la difusión Browniana y los efectos de la doble capa eléctrica. Las partículas mayores que el tamaño coloidal son afectadas por las fuerzas hidrodinámicas. Las principales partículas finas que se hallan en el medio poroso son las arcillas antigénicas, seguidas por cuarzo, sílice amorfa, feldespatos y carbonatos (calcita, dolomía y siderita) (CIED, 1997).

5.7.4.3 Mecanismos de desplazamiento

Generalmente, la migración de partículas finas se produce en dos etapas, la primera es el desprendimiento de las partículas por sensibilidad a los fluidos y el segundo es el transporte de las partículas por el fluido (CIED, 1997).

El efecto del desprendimiento de las partículas se produce por la compatibilidad entre los fluidos de origen externo y los de la formación, que tienden a reducir las fuerzas de adhesión entre las partículas y las paredes de los granos; y las fuerzas hidrodinámicas que desprenden la partícula de tamaño entre 2 y 40 micrones. Una vez desprendida la partícula, la transportan a través del medio poroso, hasta que es atrapada en el cuello de los poros, reduciendo la permeabilidad (CIED, 1997).

5.7.4.4 Daño asociado a la producción

La producción de los pozos propicia cambios de presión y temperatura en o cerca de la vecindad del pozo, provocando un desequilibrio de los fluidos agua, aceite y/o gas, con la consecuente precipitación y depósito de sólidos orgánicos y/o inorgánicos, generando taponamiento de los canales porosos y por lo tanto, daño a la formación (Garaicochea P. F., 1987).

5.7.4.5 Daños de tipo mecánico

El medio poroso puede ser invadido por partículas sólidas durante los procesos de perforación, reparación o inyección de agua en el pozo. Dependiendo del tamaño de las partículas, relativo al tamaño de las gargantas de los poros, este daño será más o menos profundo. También durante el proceso de cañoneo, se crea una zona muy compactada alrededor de cada una de las perforaciones, cuya permeabilidad puede ser de solo 10% de la permeabilidad original de la formación (CIED, 1997). Otra forma de daño mecánico es el colapso de la formación productora alrededor del pozo, ya sea por altos diferenciales de presión, que crean altas velocidades de flujo y tasas de cizallamiento o por destrucción del material cementante intergranular durante procesos de acidificación.

5.7.4.6 Daños de origen biológico

Algunos pozos, particularmente aquellos que reciben inyección de agua, son susceptibles al daño causado por bacterias en la zona cercana al pozo. Las bacterias inyectadas a la formación, especialmente las anaeróbicas, pueden multiplicarse muy rápidamente en el yacimiento, tapando los espacios porosos. Incluso la biomasa de las bacterias muertas puede causar grandes reducciones en la inyectividad de pozos inyectoros de agua (CIED, 1997).

5.7.4.7 Daños por estimulación matricial ácida en carbonatos

Los yacimientos de carbonatos que contienen hidrocarburos pueden ser de calizas (CaCO_3) o de dolomía $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$, o de mezclas de ambos. Entre las impurezas más comunes encontradas en estos yacimientos tenemos: Pirita y siderita. La caliza, generalmente contiene sus fluidos en sistemas de fracturas naturales, que constituyen su porosidad secundaria, con una porosidad primaria baja, que contribuye al sistema de fracturas naturales. Estas rocas reaccionan muy rápidamente con HCl (CIED, 1997).

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

Al acidificar la caliza, el daño a la formación se elimina con disolución de la matriz de la roca. Algunos daños que pueden causarse en carbonatos por acidificación son:

- ✚ Desprendimientos de partículas de dolomía, que taponearan los canales de fluido
- ✚ Deposición de partículas secundarias que producirán taponamiento, así cuando se usan altas concentraciones de HCl para acidificar dolomitas.
- ✚ Al acidificar con ácidos gelificados o emulsionados, pueden crearse bloqueos por gel o por emulsión en la velocidad del pozo.

5.7.4.8 Daño por invasión de fluidos

Este tipo de daño se origina por el contacto de fluidos extraños con la formación y el radio de invasión depende del volumen perdido, de la porosidad y permeabilidad de la formación y de su interacción con los fluidos contenidos en ella o con los componentes mineralógicos de la roca (Garaicochea P. F. 1987).

La fuente principal de este tipo de daño es la perforación misma, ya que el lodo forma un enjarre debido a la filtración de fluidos a la formación y su penetración depende del tipo de lodo, tiempo y exposición a la presión diferencial. Esta invasión de fluidos genera alguna diversidad de daño, como:

- ✚ Daño por arcillas.- La mayoría de las formaciones productoras contienen en mayor o menor cantidad arcillas, siendo estos minerales potencialmente factores de daño por su alta sensibilidad a fluidos acuosos, lo que provoca si hinchamiento y/o migración (Garaicochea P. F. 1987).
- ✚ Bloqueo por agua.- La invasión de fluidos acuosos propicia que en la vecindad del pozo se promueva una alta saturación de la misma, disminuyendo la permeabilidad relativa a los hidrocarburos. Lo que provoca un área mojada por agua e incrementando la adsorción de esta a las paredes de los poros (Garaicochea P. F. 1987).
- ✚ Bloqueo de aceite.- Cualquier fluido base aceite que invada yacimiento de gas, especialmente en zonas de baja permeabilidad, causara reducciones en la permeabilidad, causando reacciones en la permeabilidad relativa del gas (Garaicochea P. F. 1987).
- ✚ Bloqueo por emulsiones.- Esto sucede cuando los fluidos de invasión se intermezclan con los contenidos de la formación. Los filtrados con alto pH o ácido pueden emulsificarse con aceites de formación, estas emulsiones suelen tener alta viscosidad.
- ✚ Cambio de mojabilidad.- Un medio poroso se encuentra mojado por agua facilitando el flujo de aceite y los fluidos de invasión a la formación tiene la tendencia de mejorar la roca por aceite debido al uso de surfactantes catiónicos o no iónicos, lo cual repercute en una disminución de la permeabilidad relativa al aceite.

5.8 Técnicas básicas de estimulación de pozos

Después de la terminación de un pozo, en un mantenimiento mayor o durante el desarrollo de la vida productiva de los pozos, generalmente se requiere restaurar o mejorar las condiciones de flujo del intervalo productor o inyector. Para lograr esto existen dos técnicas principales de estimulación de pozos; la estimulación matricial y por fracturamiento, diferenciándose por los gastos y presiones de inyección (Garaicochea P. F., 1987).

5.8.1 Estimulación Matricial

Los procedimientos de la estimulación matricial son caracterizados por gastos de inyección a presiones por debajo de la presión de fractura, esto permitirá una penetración del fluido a la matriz en forma radial para la remoción del daño a las inmediaciones del pozo (Garaicochea P. F., 1987).

El éxito de esta estimulación matricial depende principalmente de la selección apropiada del fluido del tratamiento y el procedimiento de selección es muy complejo, ya que se involucran diversos factores que varían ampliamente, entre los más importantes están: el tipo, severidad y localización del daño, y su compatibilidad con el sistema roca fluido de la formación.

Dependiendo de la interacción de los fluidos de estimulación y el tipo de daño presente en la roca, se divide en dos grandes grupos; ambos grupos incluyen estimulaciones de limpieza y matriciales.

- ✚ Estimulación matricial no ácida
- ✚ Estimulación matricial ácida

5.8.1.1 Sistemas de fluidos para una estimulación matricial

La mayor parte de la producción de hidrocarburos se presenta en formaciones carbonatadas, por lo que durante la etapa de perforación y terminación del pozo diversos factores químicos o mecánicos pueden alternar su estado original, provocando daños que resultan en una caída de presión y por consiguiente en una disminución en la producción de hidrocarburos. Además, en estas etapas o durante la vida productiva pueden presentarse condiciones como cambios de mojabilidad, bloqueos por agua, presencia de compuestos orgánicos, mezclas complejas de orgánicos e inorgánicos, presencia de arcillas y finos o sludge, entre otras, que provocan la presencia de cualquiera de los mecanismos (PEMEX, 2008).

El tratamiento para este tipo de formaciones puede clasificarse de manera general de la siguiente forma.

Base del sistema

En función del elemento básico que la constituye se pueden clasificar de la siguiente manera.

<u>Reactivas</u>	{	Ácido Clorhídrico (HCL)	<u>No reactivos</u>	{	Solventes Mutuos
		Ácido Fluorhídrico (HF)			Sol. Aromáticos
		Ácido Acético ($2\text{HCH}_3\text{CO}_3$)			
		Ácido Fórmico (2HCOOH)			

La remoción efectiva del daño por permeabilidad absoluta involucra la disolución o dispersión o dispersión/disolución de material físico, el cual provoca la restricción en la permeabilidad. Si el material del daño es soluble en ácido puede ser efectivo en disolver y remover el material, ya que tanto en las formaciones carbonatadas como en las areniscas con granos de carbonatos pueden acidificarse, sin embargo, la efectividad de su tratamiento siempre estará directamente relacionado con el tratamiento aplicado (PEMEX, 2008).

Cuando el daño consiste de parafinas y asfáltenos, debe usarse solventes orgánicos, como solvente base para ayudar a disolver el material y así restaurar la permeabilidad. Cuando ocurren incrustaciones o sólidos solubles en ácido, son cubiertas con aceite, el uso de solventes colocados como pre-colchón antes de la etapa de ácido, es útil para limpiar la superficie y permitir más directamente la reacción del ácido. El ácido nunca se usa sólo en un intento para remover depósitos de asfáltenos o parafinas (Garaicochea P. F., 1980).

5.8.1.2 Proceso de acidificación

Generalmente las acidificaciones consisten en:

Tratamiento de limpieza. Los tratamientos de limpieza están diseñados para remover las incrustaciones solubles en ácido que se presenten en el pozo o para abrir las perforaciones. Este tratamiento consiste en colocar una pequeña cantidad de ácido en el lugar adecuado o deseado, permitiendo que reaccione con los depósitos o la formación. La circulación del ácido acelera el proceso de disolución, al aumentar el ritmo de transferencia del ácido no gastado con las superficies del material.

Acidificación a la matriz. Se define como la inyección de ácido a la formación a una presión menor que la de fractura. El objetivo del tratamiento consiste en lograr la penetración radial del ácido a la formación. La estimulación se efectúa para eliminar los efectos de la reducción de permeabilidad en la vecindad del pozo, disolviendo las partículas que obturan la formación (PEMEX UPMP 2008).

Cuando la acidificación se efectúa correctamente, se obtiene incrementos en la producción sin que aumente la relación agua-gas, la relación gas-aceite o la relación agua-aceite.

Debido a la gran superficie que establece contacto con el ácido en un tratamiento a la matriz, el tiempo de reducción es muy corto. Por lo tanto la formación sólo queda tratada a unas cuantas pulgadas de la pared del pozo. Uno de los problemas en el tratamiento de acidificación a la matriz es el desconocimiento de la presión de fracturamiento, con la presión de fracturamiento (PEMEX, 2008).

Como la presión de fracturamiento decrece, al decrecer la presión del yacimiento, frecuentemente es necesario efectuar pruebas de fracturamiento para determinar la presión de fractura de una zona o yacimiento específico. El procedimiento de prueba consiste en iniciar la inyección de agua o aceite limpios a la formación. A un gasto muy bajo, del orden de $\frac{1}{4}$ a $\frac{1}{2}$ barril por minuto y medir la presión de bombeo (PEMEX, 2008).

Fracturamiento con ácido. Consiste en inyectar ácido a la formación, a una presión suficientemente alta para abrir las fracturas existentes, la estimulación se logra cuando después del tratamiento pertenece abierto un canal o serie de canales altamente permeables. Este canal se forma por la reacción del ácido sobre las paredes de la fractura solubles en ácido. Se formara una fractura con alta conductividad.

La fractura puede existir después del tratamiento si las caras de las fracturas quedan grabadas cuando se libera la presión y la fractura cierra. La longitud de la fractura creada depende de una combinación del ritmo de reacción del ácido, el ritmo de pérdida de fluido (de la fractura a la formación) y del ritmo de inyección (PEMEX, 2008). La longitud y amplitud será mayores mientras sea menor la pérdida de fluido. La velocidad de reacción debe ser baja para que el ácido penetre y sea mayor la longitud de la fractura. A mayor gasto mayor será la fractura y a menor temperatura menor será la velocidad de reacción, y mayor la longitud de la fractura (Garaicochea P.F., 1980).

El fracturamiento con ácido es la técnica de acidificación más usada para estimular las formaciones de calizas o dolomías. En un tratamiento de este tipo se inyecta un fluido a la formación a un gasto mayor que el que puede aceptar la

matriz del yacimiento. Esta inyección rápida produce un incremento de presión en las paredes del pozo, lo suficientemente grande para sobrepasar los esfuerzos de la roca a la compresión y su resistencia a la tensión; a esta presión la roca falla, formándose una fractura. La inyección continua del fluido, incrementa la longitud y la amplitud de la fractura (Garaicochea P. F., 1980).

Dos problemas que se presentan al fracturar con ácido son:

- 1) El cierre de la fractura cuando se tratan de formaciones calcáreas relativamente homogénea.
- 2) El taponamiento de la fractura cuando se liberan apreciables cantidades de partículas finas insolubles en ácido.

5.8.1.3 Penetración del ácido

La distancia que penetra el ácido, a lo lado de una fractura creada por el fluido introducido por dicho ácido (bache inicial), puede quedar limitada por la velocidad de reacción del ácido (límite superior) o por el ritmo de su flujo desde la fractura a la formación (límite inferior) (PEMEX, 2008).

Estos dos casos se denominan de penetración límite por velocidad de reacción y por pérdida de fluido y ese cree que establecen las fronteras en la respuesta de un pozo a un tratamiento. No es posible calcular con exactitud la penetración del ácido, ya que durante un tratamiento variará desde el límite por reacción al iniciar su inyección, hasta el límite por pérdida de fluido al finalizar el tratamiento.

Este comportamiento origina que durante la inyección del ácido la fractura sea al principio amplio y largo, debido al control de la pérdida del fluido ejercido por el bache inicial. Sin embargo al continuar la inyección la fractura se va cerrando, hasta alcanzar la geometría correspondiente a la inyección de ácido sólo. Esta reducción del volumen de la fractura es originada por la creación de "agujeros de gusano", que localmente actúan a los aditivos reductores de filtrado o al bache viscoso inicial (PEMEX 2008).

Para calcular la penetración límite por pérdida de fluido, se supone que aunque la fractura fue generada por el bache viscoso inicial, que está presente en la formación, el ácido traspasa rápidamente esta zona viscosa (PEMEX, 2008).

En consecuencia el ritmo de pérdida de fluido es así controlado por la viscosidad del ácido gastado. La penetración límite por velocidad de reacción se calcula considerando que la pérdida de fluido es controlada totalmente el fluido viscoso inicialmente inyectado y que la penetración del ácido esta por lo tanto determinada por su velocidad de reacción (Figura 5.11) (PEMEX, 2008).



Figura 5.11_Penetración del Ácido a la Formación
(Tomado de Integrated learning Technology, 2004).

5.8.1.4 Aditivos para ácidos

En todos los ácidos empleados para la estimulación se requieren aditivos que faciliten el uso de los sistemas permitiendo una mayor efectividad, sirven para reducir el ritmo de ataque sobre las tuberías, eliminan las emulsiones de la formación, algunos aditivos funcionan para alterar la mojabilidad de la formación con el fin de mejorar la limpieza de los productos de la reacción, se incrementan los ritmos de bombeo o inyección, reducen la pérdida de filtrado; evitan las formaciones de lodos asfáltenos en ciertos aceites.

Los aditivos deben evaluarse en el laboratorio antes de su aplicación, considerando los procedimientos de pruebas estipulados en las normas API RP-42. Los aditivos, además de cumplir con sus funciones específicas, deben de ser compatibles entre sí y con los fluidos de la formación (PEMEX, 2008).

a) Inhibidores de corrosión

Típicamente son materiales fuertemente catiónicos, con una fuerte afinidad con la superficie metálica, para hacer efectivos; deben tener la capacidad de adherirse al interior de la tubería, formando una delgada cubierta protectora a medida que el ácido es bombeado, debido a su fuerte carga catiónica debe ser usado cuidadosamente para cumplir su función, ya que un exceso de este inhibidor puede influir en la matriz e inducir un daño a la permeabilidad relativa, causando por un cambio de mojabilidad (Garaicochea y Benítez UNAM 1980).

b) Surfactantes

Los surfactantes son comunes en todos los tratamientos ácidos y ellos son el elemento básico en las estimulaciones no reactivas; las funciones de un surfactante usado en una acidificación incluyen: La desemulsión, dispersión, prevención del sludge, penetración y reducción de la tensión superficial, evitar el

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

hinchamiento o dispersión de arcillas, mojar de agua a la roca, ser compatible con los fluidos de tratamiento y de la formación y ser soluble a los fluidos de tratamiento a la temperatura de yacimiento (Mora Ríos y López Valdez 1995).

c) Solventes mutuos

Los solventes mutuos o mutuales como el Etilen Glicol Mono Butil Ether (EGMBE) o materiales similares, son otros aditivos, frecuentemente utilizados en los sistemas ácidos; a menudo son utilizados por su solubilidad tanto en fluidos base agua o aceite.

Los solventes mutuos se desarrollaron hace algunos años para facilitar la reacción del ácido en superficie cubiertas de aceite debido a su habilidad para ayudar a disolver más allá de la cubierta de aceite; también ayudan a disminuir la tensión superficial del ácido reactivo, lo que facilita la recuperación del ácido gastado y la limpieza del pozo. Debido a sus propiedades, tienden a limitar la efectividad de los inhibidores de corrosión y frecuentemente la concentración de estos últimos debe ser incrementada en el sistema de tratamiento cuando se usan solventes mutuos (Mora Ríos y López Valdez 1995).

d) Aditivos de control de fierro

Muchas formaciones contienen, hematita y otros minerales ricos en fierro, además del fierro que puede ser desprendido de la misma tubería, por lo tanto los agentes secuestrantes de fierro son un aditivo común en los tratamientos ácidos. La química de los componentes de incrustaciones de fierro es más compleja que la de otro tipo, ya que existen dos formas de fierro en la formación, ferroso y férrico (este último de mayor riesgo, y el primero que se forma en las estimulaciones); en solución, la forma ferrosa puede ser oxidada a férrico en presencia de oxígeno.

La mayoría de las aguas de formación contienen menos de 100 ppm de fierro, que puede verse incrementada substancialmente por corrosión, o por contacto de magnetita o hematita. Mientras el ácido no está gastado su PH es 0 ó cercano de 0, en estas circunstancias ningún ion de fierro precipitará, sin embargo, a medida que el ácido se va gastando, su PH tiende a subir, y arriba de 2 ó más, los problemas con precipitación de fierro existen y agravan el problema en el fondo por esto es importante contar con los secuestrantes de fierro adecuado e inducir el pozo a producción tan rápido como sea posible (Garaicochea y Benítez UNAM 1980).

e) Agentes divergentes

Es importante cubrir exitosamente el tratamiento matricial efectuado en la zona de interés ya sea en carbonatos o en areniscas. La desviación en un tratamiento puede ser complementada utilizando desviadores mecánicos como empaques, tapones puente, bolas selladoras en los disparos, sólidos químicos, espuma o incremento en el ritmo de inyección por debajo de la presión de fractura (Garaicochea y Benítez UNAM 1980).

f) Gas

Es también considerado un aditivo en tratamientos ácidos. El nitrógeno puede agregarse al ácido para facilitar la recuperación del ácido gastado cuando se acidifican pozos depresionados y por supuesto cuando se usa espuma nitrogenada por desviador (PEMEX, 2008).

5.8.2 *Estimulación matricial en carbonatos*

5.8.2.1 *Acidificaciones a la matriz de formaciones carbonatadas*

Cuando se inyecta ácido a una formación carbonatada a presiones inferiores a la de fracturamiento, el ácido fluye preferentemente por sus poros más grandes, sus cavernas o sus fracturas naturales. La reacción del ácido origina la formación de largos canales de flujo, denominados agujeros de gusano. La creación de agujeros de gusano se favorece cuando se usan ácidos con alta velocidad de reacción (PEMEX UPMP 2008).

La longitud de agujeros de gusano, que puede alcanzar varios pies, se controla por el ritmo de pérdida de fluido desde el agujero de gusano a la matriz de la formación. La longitud de un agujero de gusano puede reducirse aumentando el ritmo de pérdida de fluido a la formación e incrementarse sustancialmente reduciendo el ritmo de pérdida de fluido. El incremento en la productividad de una formación carbonatada a un tratamiento con ácido a la matriz no puede predecirse, debido a la imposibilidad de calcular el número y localización de los agujeros de gusano (Garaicochea P.F., 1980).

Ácidos usados en los tratamientos a la matriz- como la longitud de los agujeros de gusano está limitada por la pérdida de fluido, todos los ácidos proporcionan agujeros de gusano de longitudes comparables e incrementos de productividad comparables.

Ácidos usados en los tratamientos a la matriz- como la longitud de los agujeros de gusano está limitada por la pérdida de fluido, todos los ácidos proporcionan agujeros de gusano de longitudes comparables e incrementos de productividad comparables. Cuando la formación lo permite se prefiere el empleo de ácido emulsificador o ácido clorhídrico que tenga un reductor de pérdida de fluido. En formaciones de baja permeabilidad no siempre se pueden usar estos ácidos, en estos casos se utiliza HCL al 15 o al 28% por cada pie de intervalo disparado que se desea estimular mediante un tratamiento a la matriz (PEMEX UPMP 2008).

5.8.2.2 *Estimulaciones reactivas utilizando ácido clorhídrico (HCL)*

Las estimulaciones en cualquier formación pueden ser reactivas o no reactivas. Para las formaciones de carbonatos los tipos de ácidos que pueden usarse son:

CAPÍTULO V. METODOS DE EXPLOTACIÓN

- Ácido Clorhídrico (HCL)
- Ácidos Orgánicos (Acético y Fórmico)

Este tipo de estimulaciones, y en este caso específicamente de Calizas, nos da la oportunidad no solamente de remover el daño sino de mejorar la permeabilidad en la vecindad del pozo debido a la generación de canales por la disolución de material que genera el ácido (Garaicochea y Benítez UNAM 1998).

La acidificación matricial en carbonatos puede considerarse como un proceso mucho más sencillo que una acidificación en formaciones de areniscas, esto es debido a que la mayoría de los productos de reacción tanto en calizas como en dolomías son solubles en el ácido gastado. En la figura 5.12, se puede observar la capacidad de disolución del HCL a varias concentraciones de caliza y dolomía. Debido a la experiencia en la industria petrolera, la mayoría de los tratamientos ácidos matriciales utilizan de 75 a 250 galones de ácido por pie de intervalo productor (PEMEX, 2008).

Lo que debe considerarse en una estimulación matricial ácida en carbonatos incluye lo siguiente:

- Efectividad del desviador
- Límite de los agujeros de gusano y la excesiva pérdida de filtrado
- Aplicaciones en baja y alta temperatura
- Concentración del ácido

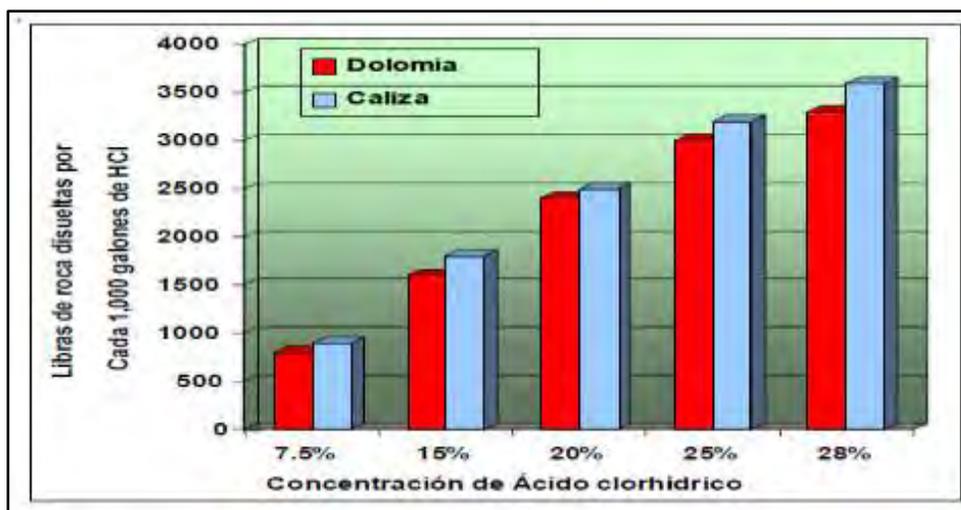


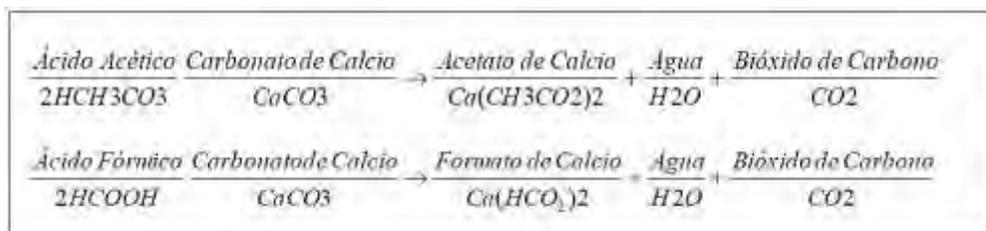
Figura 5.12_Solubilidad del HCL en caliza y dolomía (Tomado de PEMEX UPMP 2008).

El ácido clorhídrico es el ácido más utilizado en la estimulación de un pozo en calizas y cuando su concentración es más que al 15% se le conoce ácido regular; es el más corrosivo de los ácidos que reacciona con las calizas (PEMEX, 2008).

5.8.2.3 Estimulaciones reactivas utilizando ácidos orgánicos

Los ácidos Acético y Fórmico son otros dos ácidos que llegan a utilizarse, solo o con HCL. Son mucho más débiles que el HCL y por lo tanto reaccionaran más lentamente con la mayoría de los minerales en el pozo y por lo tanto permiten una penetración más profunda y mejores propiedades de grabado en algunas formaciones. El Ácido acético reacciona más lentamente que en el Fórmico (Kemp Gore 1990).

Un 10% de solución de ácido acético disolverá la caliza tanto como un 6% de solución de HCL. Un 10% de solución de ácido fórmico disolverá la caliza tanto como un 8% de solución de HCL. La reacción química de estos ácidos con la caliza es la siguiente:



5.8.2.4 Factores que afectan la reacción del ácido con los carbonatos

Existen algunos factores que influyen en el efecto de reacción del ácido con las formaciones, los más importantes son:

- a) Relación Volumen-Área de contacto. A mayor superficie de roca expuesta por unidad de volumen de ácido, este seguirá más rápido.
- b) Presión. Arriba de 750 psi la presión tiene un menor efecto en la reacción del ácido con rocas calcáreas que la mayoría de los otros factores, por debajo de ese valor la relación se acelera (Figura 5.13) (PEMEX, 2008).
- c) Temperatura. A medida que la temperatura se incrementa, el ácido reaccionara más rápido con el material calcáreo.
- d) Concentración del ácido y productos de reacción. Mientras más fuerte sea un ácido más tiempo le tomara terminar la reacción ya que con solo agregar Cloruro de Calcio o Bióxido de Carbono a cualquier ácido fuerte retardara ligeramente su reacción. Un ácido orgánico le toma más tiempo gastarse que el HCL porque solo está parcialmente ionizado (PEMEX, 2008).



Figura 5.13_Efecto de la presión sobre el tiempo de reacción del HCL-CaCO₃ (Tomado de PEMEX, 2008).

a) Composición de la Roca

La composición química de la roca influirá en la reacción del ácido, las dolomitas generalmente reaccionan más lentamente con el HCL que las calizas (Garaicochea y Benítez 1980).

b) Viscosidad

A medida que la viscosidad se incrementa disminuye el tiempo de la reacción del ácido (PEMEX UPMP 2008).

5.9 *Diseño de tratamiento ácido matricial en rocas calcáreas*

- 1.- Seleccionar el fluido de tratamiento a través de pruebas de laboratorio.
- 2.- Determinar la presión y gastos máximos de inyección en forma similar al procedimiento indicado para areniscas.
- 3.- Determinar el volumen del fluido de estimulación. Se considera siempre un intervalo menor o igual a 50 pies. En caso de excederse, se dividirá el volumen total de acuerdo con el procedimiento indicado para el caso de areniscas; para daño somero considere $rx=5 + rw$ [pies]; para daño profundo asumir $rx = 10 + rw$ [pies].

Por experiencia de campo, este volumen debe estar entre 50 y 200 gal/pie, en caso de estar el valor calculado fuera de estos límites, deberá tomarse el límite correspondiente.

4.- Estimar el resultado de la estimulación (incremento de productividad esperado)

5.- Programa de la estimulación. En el caso de la estimulación matricial en rocas calcáreas, la inducción deberá realizarse inmediatamente después de terminada la operación.

5.10 Estimulaciones no reactivas en carbonatos

En estos sistemas los fluidos de tratamiento no reaccionan químicamente con los materiales de la roca, estos sistemas se utilizan para la remoción de daños ocasionados por bloqueos de agua, aceite o emulsión, pérdidas de fluido de control, depósitos orgánicos, daños por tensión interfacial, por mojabilidad e incrustaciones. Lo anterior es debido a que el flujo de fluidos a través de medios porosos está gobernado por los fenómenos de superficie que representan las fuerzas retentivas de los fluidos en la roca, la acción de la estimulación no ácida concierne principalmente con la alteración de estas fuerzas retentivas, manifestadas en los fenómenos de superficie siguientes (PEMEX UPMP 2008):

- Tensión superficial
- Mojabilidad
- Capilaridad

Los agentes de superficie (surfactantes) son los principales productos químicos que se utilizan en la estimulación matricial no reactiva, debido a su eficiente acción que permite alterar estos fenómenos de superficie.

La selección de un químico para aplicación particular dependerá de que contaminante está taponeando o bloqueando la permeabilidad de la formación. El HCL no disolverá parafinas, asfáltenos y grasas de la tubería, los tratamientos de esos sólidos o agentes bloqueadores requiere de un solvente orgánico efectivo (normalmente un solvente aromático como tolueno, xileno u ortonitrueno), (PEMEX, 2008).

Debido a los diferentes sólidos que nos taponean o bloquean los poros, se requiere también diferentes solventes para su remoción, no hay un solvente universal para el daño de un pozo. Los fenómenos en la superficie pueden provocar daños en la permeabilidad absoluta, cambios en la permeabilidad relativa y alteraciones en la viscosidad de los fluidos, y deben ser tratados con sistemas no reactivos (PEMEX, 2008).

En este caso de las emulsiones, estas generalmente se forman de la mezcla de fluidos base agua y aceite, presentando altas viscosidades que reducen la capacidad del flujo del pozo. Pueden ser estabilizadas por surfactantes, así como por solventes mutuos acompañados por desemeulsificadores.

Una formación mojada por aceite reduce la permeabilidad relativa del aceite, en este caso se inyectan solventes mutuos para cambiar la mojabilidad y luego la inyección de un surfactante que deje la roca mojada por agua. El uso de algún surfactante solo no es exitoso, si antes no se ha removido la fase aceite que se encuentra mojando a la roca (PEMEX, 2008).

Puede existir un bloqueo de agua que también reduce la permeabilidad relativa del aceite, causado por el incremento en la saturación de agua; se puede formar en la fase de perforación y terminación por filtrado del fluido base agua, donde se ve favorecido por la presencia de arcillas hidratables. Este caso es resuelto mediante la reducción de la tensión superficial entre el agua y aceite o gas, con el uso de surfactantes, solventes mutuos y desemulsificadores, en el caso del pozo de gas es recomendable el uso de ácidos alcohólicos.

Los depósitos Orgánicos como parafinas y asfáltenos dañan la permeabilidad absoluta, su principal mecanismo es el cambio en la temperatura y presión en el pozo y las cercanías, pueden removerse con solventes aromáticos (Xileno y Tolueno) y aditivos (antiasfatenos, dispersantes de parafinas), (PEMEX, 2008).

Los depósitos orgánicos e inorgánicos dañan la permeabilidad absoluta, son componentes orgánicos que generalmente recubren algún componente inorgánico como incrustación o finos. Requiere un tratamiento con un solvente combinado, tal como una dispersión de solvente de hidrocarburos (aromáticos) en ácidos y surfactantes (sistema emulsionado) (Garaicochea P.F., 1980).

CONCLUSIONES

1. Aproximadamente el 60 % de la producción mundial de hidrocarburos proviene de yacimientos en rocas carbonatadas, sin embargo, el factor de recuperación promedio no supera el 36% para aceite y el 72 % para gas, esto debido a la alta heterogeneidad que presentan las rocas carbonatadas productoras.
2. En México la mayor parte de la producción de hidrocarburos proviene de yacimientos carbonatos naturalmente fracturados (YCNF), este tipo de yacimientos aportan aproximadamente el 80 % de la producción.
3. Las rocas calizas de cuenca seguirán planteado desafíos relacionados con su permeabilidad, porosidad y otras propiedades del yacimiento, por lo que se debe tener un buen modelo geológico que proporcione información para un desarrollo óptimo de cada yacimiento.
4. El desafío que se presenta en la recuperación de hidrocarburos sólo se puede prevenir con una mayor investigación y colaboración de equipos multidisciplinarios, tales esfuerzos ayudarán a refinar las técnicas y procesos existentes y al desarrollo de nuevas tecnologías a fin de maximizar la recuperación.
5. Los carbonatos se disuelven a partir de una profundidad determinada, la que varía dependiendo de la latitud (temperatura) de cada cuenca y el tiempo. Se conocen dos niveles o profundidades de disolución, a uno le conocen como lisoclina (300 a 500 metros) y el segundo nivel es conocido como "Nivel de compensación de la calcita: Calcite Compensation Depth (CCD)" que ocurre a partir de los 500 metros.
6. Existen múltiples variables que influyen en la formación de los carbonatos de cuenca siendo los más importantes: la temperatura del agua, la profundidad, la penetración de la luz solar, la salinidad y la turbulencia.
7. Es importante conocer los efectos diagenéticos que afectan a las calizas de cuenca puesto que afectan las condiciones iniciales de la roca como son la permeabilidad y la porosidad.
8. Los carbonatos son altamente susceptibles a la disolución; los granos se pueden disolver para formar un nuevo espacio entre los poros. La disolución a lo largo de las fracturas y planos de estratificación pueden producir grandes cavidades.
9. La mayoría de las rocas calizas se forman en ambientes marinos de aguas someras; sin embargo, también podemos encontrarlas en ambientes de talud, de rampa y de aguas profundas.

10. Una cuenca carbonatada es un ambiente, generalmente de baja energía, en donde ocurre la precipitación y acumulación de sedimentos carbonatados, con mínima o nula entrada de terrígenos, transformándose principalmente en calizas mudstone y wackstone.
11. Las calizas de cuenca, presentan baja porosidad primaria; pero debido a los procesos geológicos a los que son sometidos pueden presentar porosidad secundaria por fracturamiento o disolución, por lo que llegan a tener valores de porosidad entre 10 a 29%, mientras que la permeabilidad varía entre el 0.1 a 592 milidarcys; esto debido a fallas o fracturas que presenten estas formaciones.
12. En los yacimientos petroleros donde la roca almacén está conformada por calizas de cuenca; la mejor técnica de perforación no convencional es la perforación bajo balance, la cual reduce el daño a la formación y aumenta el ritmo de penetración.
13. Debido a las características que presentan las formaciones calcáreas de cuenca, la perforación bajo balance disminuye en gran medida el riesgo de pegaduras de las tuberías debido a la presión diferencial dentro del agujero.
14. En los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados una vez que se ha detectado daño a la formación, se debe estimular el pozo, para poder recuperar la permeabilidad natural del yacimiento.
15. Cuando el yacimiento produce en formaciones de calizas de cuenca, se debe implementar un buen diseño de estimulación que contribuya eficientemente a la producción de hidrocarburos; el cual permitirá remover el daño dentro de la fractura natural y disolver eficientemente las paredes de la formación y así despejar el canal de flujo.
16. Aplicar una acidificación de fractura en un yacimiento carbonatado naturalmente fracturado resulta ser más efectiva que una acidificación matricial, ya que en realidad se está estimulando la zona con mayor permeabilidad en el intervalo productor.
17. El método sísmicos multicomponente permite separar las distintas polarizaciones del campo de ondas, con aplicaciones útiles en la obtención de mejores imágenes estructurales, permite hacer estimaciones de litología más confiables (identificación de carbonatos), ilumina mejor las estructuras que se encuentran por debajo de nubes de gas, se detectan capas someras, permite mejores análisis de anisotropía y permite hacer estimaciones de reservas más confiables.
18. La interpretación sísmica se ha convertido en una gran herramienta debido al importante rol en la exploración de hidrocarburos y en la investigación

científica. Mediante el procesamiento de datos adquiridos con sismica es posible visualizar en el subsuelo estructuras geológicas, cuyo propósito de obtener una imagen del subsuelo es realizar mapas estructurales donde se caracterizan las fases de deformación con fallas, pliegues, fracturas, y límites litológicos que afectan a las rocas calizas de aguas profundas y que pueden ser interpretados y usados para la exploración y explotación de hidrocarburos.

19. La configuración de los reflectores sísmicos en rocas carbonatadas proporcionan información acerca del ambiente de depósito, litofacies, diagénesis, roca fuente y potencial del yacimiento. Las facies sísmicas carbonatadas pueden ser interpretadas a través del análisis de amplitud (relativamente fuerte en los picos y valles), frecuencia (número de reflexiones por unidad de tiempo) y continuidad (persistencia lateral de las reflexiones) de las reflexiones sísmicas.
20. Las velocidades sísmicas en los carbonatos son altas en comparación con las de los siliclastos, también presentan una alta densidad; ésto hace que existan impedancias altas, que producen altos coeficientes de reflexión en los límites de capa; esto provoca que resulte una baja resolución lateral y vertical de las secuencias carbonatadas. La amplitud y la frecuencia también pueden diagnosticar rocas carbonatadas, ya que una falta de continuidad es frecuentemente una característica de las construcciones de los carbonatos.
21. La diagénesis tiene efectos importantes sobre la reflectividad interna. La diagénesis puede borrar totalmente las geometrías deposicionales, o bien dejando zonas con reflectores continuos. La disolución y karstificación puede dar origen en primer lugar a modificaciones en la geometría del reflector.
22. Se interpretó e identificó a partir de las secciones sísmicas, paquetes de estratos limitados por discordancias, paquetes de estratos de diferente litología, las geometrías y geofomas correspondientes a un ambiente de cuenca; en todas las secciones sísmicas interpretadas levantadas en diferentes regiones patrones sísmicos con configuración paralelas y dando origen a una forma simétrica lo que es característico de un depósito uniforme que es común en este tipo de ambiente.
23. Las facies sísmicas de calizas de cuenca presentan, en la mayoría de las veces, una buena concordancia y ésto se debe a que el ambiente de cuenca se caracteriza por ser de baja energía con una distribución amplia.
24. En algunas de las secciones sísmicas interpretadas se presentaron patrones de configuración interna son muy variables; dentro de la misma secuencia se distinguieron secuencias de menor orden con patrones generalmente continuos, en partes discontinuos, subparalelos, ondulantes, de moderada a alta amplitud y muy baja frecuencia, intercalados con secuencias con patrones discontinuos, ondulantes, de baja amplitud y frecuencia.

25. En otras de las secciones se presentan configuraciones externas de montículos (mound) tipo basin fill, y sheet; en donde para los montículos se forman en la mayoría de las veces por depósitos clásticos pero en algunas veces por crecimiento orgánico. Las terminaciones sísmicas de los montículos están caracterizadas por onlap o downlap de los estratos suprayacentes que se encuentran rellenando alrededor del montículo.
26. Para estas secuencias de rocas calizas de cuenca las amplitudes se comportan por lo general de moderadas a altas y presentan bajas frecuencias pero dependerá del espesor de los estratos, contenido de fluidos en la roca, entre otros.

RECOMENDACIONES

1. Se recomienda realizar más estudios geológicos específicos de calizas de cuenca, con investigaciones que estén orientadas a identificar la presencia y eficiencia de los elementos y procesos geológicos que conforman el sistema petrolero.
2. Se recomienda que se desarrollen esquemas que permitan adquirir un mayor conocimiento y experiencia en la perforación no convencional, aplicable a calizas de cuenca.
3. Es recomendable realizar una excelente caracterización estática y dinámica del yacimiento para que los datos sean confiables y lo más cercanos a la realidad, durante la operación bajo balance.
4. Se recomienda utilizar el método de perforación bajo balance en yacimientos naturalmente fracturados ya que es un método eficiente que nos ayuda a disminuir el daño a la formación; con esta técnica se puede disminuir en gran medida los costos de operación y el tiempo de operación.
5. Se debe realizar un estudio detallado del daño a la formación para así determinar el tipo de problemas que puedan estar afectando a las fracturas naturales en las calizas de cuenca.
6. La adquisición sísmica de reflexión ha utilizado la onda P con éxito por mucho tiempo, sin embargo, existen yacimientos de hidrocarburos donde las técnicas de sísmica convencional ya no son las adecuadas para caracterizar yacimientos que presentan un alta grado de heterogeneidad como lo son los yacimientos carbonatados naturalmente fracturados en calizas; por lo que se recomienda a las compañías petroleras implementar la sísmica multicomponente ya que se puede hacer un correcto registro de las ondas de corte, las cuales aportan información sobre las propiedades geológicas y petrofísicas de las rocas y de los fluidos que contienen.
7. Se recomienda que en el campo de la exploración y explotación de yacimientos carbonatados naturalmente fracturados donde la roca productora está constituida por secuencias calcáreas de cuenca exista una constante adaptación e innovación en el desarrollo tecnológico bajo un esquema enfocado a las necesidades y prioridades de cada caso particular.

BIBLIOGRAFÍA

- σ AHR M. WAYNE, 2008, Geology of Carbonates Reservoirs-The Identification, Description and Characterization of Hydrocarbon Reservoir in Carbonate Rocks, Texas A&M University, Wiley.
- σ ALLEN, P.A. Y ALLEN, J.R., 2005. Basin Analysis: principles and applications. Second edition. Blackwell Scietific Publication, 549 p, Oxford.
- σ AGUILERA DE LA SERNA, 1996, Desarrollo de la Perforación bajo balance en el campo Muspac, Unidad Operativa Reforma.
- σ ARTHUR HOLMES, DORIS L. HOLMES; "Principles of Physical Geology" Paperback, 730 Pages, 3 edition, Published 1978
- σ ALVAREZ JR. MANUEL, 1956, Clasificación y Descripción de Muestras de Calizas, PEMEX, México Distrito Federal.
- σ AMAYA SANTIAGO L.B., 2010, Tesis "Apuntes de la Asignatura de Geología de Yacimientos Naturalmente Fracturados", CD. Universidad, México D.F.
- σ ANGELES-AQUINO, F.J., 1994, Estudio estratigráfico, sedimentológico del Cretácico en la Sonda de Campeche: Libro de resúmenes, Sociedad Geológica Mexicana.
- σ ASOCIACIÓN DE INGENIEROS PETROLEROS DE MÉXICO (AIPM), 2000, Capítulo 11.-"Terminación y Mantenimiento de Pozos", Un Siglo de la Perforación en México.
- σ BARREDO, S. Y MARTINEZ, A., 2008. Secuencias piroclásticas triásicas intercaladas en la Formación Ciénaga Redonda, Rincón Blanco, San Juan y su vinculación con el Ciclo Magmático Gondwánico del Grupo Choiyoi. XII Reunión Argentina de Sedimentología. Mayo 2008.
- σ BARBOSA CANO F. 2011, Exploración y Producción de Petróleo Crudo en México, FTE México, UNAM.
- σ BARBOSA CANO F., 2012, Retos en la Exploración y Producción de Petróleo Crudo en el Sexenio 2012-2018, México UNAM, Instituto de Investigaciones Económicas.

-
- σ BATHURST, 1975, *Developments in sedimentology*, Elsevier, 12.
 - σ BRADFORD MACURDA JR., 1995, "Sequence Stratigraphy and Seismic Facies Analysis of Carbonate Depositional Systems", Houston – Texas, The Energists.
 - σ BRASIER Y ARMSTRONG, 2002, *Microfossils*, Blackwell Science.
 - σ BRUNO SALVADOR U., 2010, Tesis "Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación en la Cuenca de Burgos", CD. Universitaria, México D.F.
 - σ Busby, Raymond V. Ingersoll, Cathy J; "Tectonics of sedimentary basins", 1995,
 - σ C. ROBERTSON HANDFORD, 2009, *Diagenesis of Carbonate Sediments*, Austin, Texas- USA, Strata-search-llc.
 - σ CAMPERO, Q.L. "Seismic exploration fundamental seismic techniques of finding oil", Pennwell Books, Tulsa Oklahoma.
 - σ CANCINO ORTEGA R., Tesis "Características Geológico-Petrofísicas de Yacimientos Petroleros en Rocas Carbonatadas". Facultad de Ingeniería, UNAM. México D.F.
 - σ CATUNEANU OCTAVIAN, 2006, *Principles of Sequence Stratigraphy*, Edmonton Alberta-Canada, Elsevier.
 - σ CHOQUETTE Y JAMES 1990, *Diagenesis*. Geoscience Canada.
 - σ COOMBS, D.S., 1954. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of New Zealand*.
 - σ CORONA BACA M.A., 2010, Tesis "Estratigrafía de Secuencias de la Cuenca Cenozoica de Veracruz" CD: Universitaria, México D.F.
 - σ DE LA ROSA H.M., "Análisis de las Características de la Onda Sísmica Bajo Diferentes Condiciones de Generación, Absorción y Resolución", IPN, ESIA Ticomán, 1987.
 - σ DUNHAM, R. J. (1962), "Classification of carbonate rocks according to depositional texture". En: W. E. Ham. (Edit.) "Classification of carbonate rocks". Am. Assoc. Petrol. Geol.. Mem. l:108-121.
 - σ DURÁN RAMOS JOSÉ FRANCISCO, RUIZ TORRES JUAN, 2009, Tesis "Explotación de campos maduros, aplicaciones de campo" Facultad de ingeniería, UNAM, México D.F.

-
- σ EDWARD T. BOURGOYNE, 1999, "Well control considerations for under balance drilling", SPE 38548.
 - σ EMBRY, A. F. Y KLOVAN, J. E. (1971): A late Devonian reef tract of northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bull. Can. Petrol. Geol. 19: 730- 781.
 - σ EVM & José M. Busquet; diplomado de interpretación de Registros Geofísicos; presentación "Análisis cuantitativo & cualitativo" IPN, 2013.
 - σ E. TUCKER MAURICE, 3rd edition, 2003, Sedimentary rocks in the Field, Department of Geological Sciences University of Durham, UK, British, Wiley.
 - σ F. JERRY LUCIA, 2007, Carbonate Reservoir Characterization an Integrated Approach, 2^o edition, Austin Texas-USA, Springer.
 - σ FERNÁNDEZ TURNER R., 2006, Tesis "Estratigrafía de secuencias de Play Paleoceno Wilcox en el Área China-Barrilete, Cuenca de Burgos", Facultad de Ingeniería, UNAM, México D.F.
 - σ FOLK, 1974, Jour. Sedimentary and Petrology.
 - σ GARAICOCHEA. Y BASHBUSH B., 1987, Tesis "Apuntes de Comportamiento de Yacimientos". CD. Universitaria, México D.F.
 - σ GARY NICHOLS, 2009, Sedimentology and Stratigraphy, Wiley-Blackwell.
 - σ GENNARO, M., ADABBO, M., and Langella, A., 1995. Hypothesis on the genesis of zeolites in some European volcaniclastic deposits. In Ming, D.W., and Mumpton,
 - σ GERENCIA DE PERFORACION Y MANTENIMIENTO DE POZOS DIVISIÓN SUR, 1998, "Procesos de Perforación Bajo Balance".
 - σ GROUP NOUS, 2008, Fundamentos de Exploración y Producción, Perforación de Pozos.
 - σ GUTIÉRREZ TAMAYO E.G., 2011, Caracterización geológica de las Formaciones de Edad Precretácica para el Bloque 15 en Base a Registros de Pozos y Sísmica 2D/3D., Facultad de ingeniería en Geología y Petróleos, EPN.
 - σ GUZMAN CALDERON J. Y VILLALOBOS LUNA S.R., 2001, tesis "Aspectos Básicos de Yacimientos Petroleros a Partir de información sísmica", Universidad Nacional Autónoma de México.
 - σ H. MOORE CLYDE, 2001, Carbonate Reservoirs, Porosity evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Colorado and Louisiana USA, Elsevier Science S.V.

-
- σ HALL, A., 2000. Large eruptions and large zeolite deposits. In Colella, C, and Mumpton, F.A. (eds.). *Natural Zeolites for the Third Millenium*. Naples, Italy, De Frede Editore.
 - σ HAY, R.L., 1966. *Zeolites and Zeolitic Reactions in Sedimentary Rocks*. Geological Society of America Special Paper 85.
 - σ HESSE, 1990, Origin of Chert, Diagenesis Geoscience, Canada.
 - σ HILDEGARD WESTPHAL (2010), Bernhard Riegl, Gregor P. Eberli, Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters, Bahamas Belize, Springer.
 - σ HILDEGARD WESTPHAL, BERNHARD RIEGL, GREGOR P. EBERLI, 2010 Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters, The Bahamas, Belize and the Persian, Springer.
 - σ HOLDSWORTH, R.E., HAND, M., MILLER, J.A. Y BUICK, I.S. 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction. En Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S. & Hand, M. (editores) *Continental Reactivation and Reworking*. Geological.
 - σ INTEGRATED LEARNING TECHNOLOGY, 2012, Caracterización del Daño.
 - σ ISLAS CASTELÁN M.R., 2006, Tesis "Conceptos Básicos del Comportamiento de Yacimientos", CD. Universidad, México D.F.
 - σ J.D.MARSHALL (1987), Diagenesis of Sedimentary Sequences, Liverpool-London, Geological Society Special Publication.
 - σ JORDAN, C. ed. (1978); "Sedimentary Processes: Carbonate Sedimentology". SEPM Reprint Series 5, Tulsa.
 - σ LAGUNAS TAPIA R., 2005, Tesis "Métodos Sísmicos de Aplicación en la Explotación de Yacimientos Petroleros". CD. Universitaria, México D.F.
 - σ LARSEN, G. Y CHILINGAR, G.V. eds. (1979); "*Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*. Developments in Sedimentology" 25a, Elsevier, Amsterdam,
 - σ LAMADRID DE AGUÍNAGO H. M., 2009, Tesis "Petrología y Diagénesis de las Ondas con Alta Porosidad de la Sonda de Campeche", Posgrado UNAM, México D.F.
 - σ LOPEZ RAMOS E., 1972. Geología General, Decano de la material en la ESIA del IPN, 2° edición, México, D.F.

-
- σ LUCIA F. JERRY, 2007, "Carbonate Reservoir Characterization", University Station Box, Austin, Texas USA.
 - σ LUGO RUIZ MIGUEL.; 2010, Tesis "Discretización de la porosidad de los yacimientos naturalmente fracturados", facultad de ingeniería, CD Universitaria, México D.F.
 - σ MACURDA, D.B., JR., 1997, Carbonate seismology, Chapter 6: Carbonate seismic facies analysis, Ed. By Ibrahim Palaz, K.L. Marfurt, Kurt J. Marfurt, Geophysical Development Series.
 - σ MADRIGAL ARRIAGA V.M., 2006, Tesis "Análisis de la Tecnología en Perforación Bajo Balance", CD Universitaria, México D.F.
 - σ MARSHALL J. D., 1987, Diagenesis of Sedimentary Sequences" Department of Geological Sciences, University of Liverpool, England.
 - σ MAURICE E. TUCKER (1990), V. Paul Wright, Carbonate Sedimentology, England, Dickson J. A. D.
 - σ MELLO, M.R. 2006, Caracterización de los Sistemas Petrolíferos de México basado en el Análisis geoquímico de alta resolución de rocas, aceite, condensados y gases, PEMEX-Diavaz. Inédito.
 - σ MERITANO ARENAS J., 1979. Geología para Estudiantes de Ingeniería, Diana México, 1° edición.
 - σ MIGUEL ANGEL AGUILAR DE LA SERNA, 1996, "Desarrollo de la perforación bajo balance en el Campo Muspac", Unidad operativa Reforma.
 - σ MITCHUM JR AND J. B. SANGREE, 1970, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences.
 - σ MITCHUM, R.M., JR., VAIL, P.R., THOMPSON, S., 1997. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist.
 - σ MITCHUM, R.M., JR., Y VAN WAGONER, J.C., 1991, High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles.
 - σ MOORE, 1989, Carbonate Diagenesis and Porosity, Developments in Sedimentology, Elsevier.

-
- σ P.E. POTTER, J.B. MAYNARD, P.J. DEPETRIS, 2005, Mud and Mudstones- Introduction and overview, Ohio-USA, Springer.
 - σ PEMEX Y PINDELL, J., 2002, Origen, evolución e importancia económica Petrolera del Sureste de México (Cuenca de Macuspana), informe técnico interno.
 - σ PEMEX Y PINDELL, J., 2002, Origen, evolución e importancia económica Petrolera del Sureste de México (Cuenca de Macuspana), informe técnico interno.
 - σ PEMEX, 2007, "Las reservas de hidrocarburos de México" Evaluación al 1 de enero de 2007 (en línea) http://www.pemex.com/files/content/Reservas_hidrocarburos_2007_full.pdf
 - σ PEMEX, 2008, "Indicadores Petroleros Enero 2008" (en línea), <http://www.pemex.com/files/dcpe/petro/indicador.pdf>
 - σ PEMEX, 2009, Guía de Diseño, "Fluidos de Perforación y Terminación de Pozos", Programa y Control del fluido de perforación.
 - σ PEMEX, 2010, "Guía de Diseño para el Estimulaciones de Pozos".
 - σ PEMEX, 2010, Reservas de Hidrocarburos de México. PEMEX Exploración y Producción.
 - σ PEMEX, 2010, Reservas de Hidrocarburos en México, campo Pachira, Exploración y Producción.
 - σ PEMEX, 2011, Reservas de Hidrocarburos de México, Pemex Exploración y producción.
 - σ PEMEX, 2012, Construcción de Pozos en Aguas Profundas "Cementaciones", PEMEX Exploración y Producción.
 - σ PÉREZ DRAGO G., 2010, Tesis "Análisis Sismo-Estratigráfico y Estructural del Área Tamil-Nab, Sureste del Golfo de México Profundo", Facultad de Ingeniería, UNAM, México D.F.
 - σ REYES HERNÁNDEZ J.C. Y HERNÁNDEZ DEL ANGEL E., 2012, Tesis "Yacimientos Petroleros en Calizas de Plataforma", CD Universitaria, México D.F.,
 - σ SAM BOGGS, JR., 2006, Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4th edition, New Jersey, Person Prentice Hall.
 - σ SAUCEDO ANDRADE T., Tesis "Inversión Conjunta de Datos Electromagnéticos a Bajo Número de Inducción y Sísmica de Referencia", Ensenada, Baja California-México, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

- σ SILVIA P. BARREDO Y LUIS P. STINCO, 2010 “Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina”, Petrotecnica, Argentina.
- σ SCHLAGER WOLFGANG, 2005, “*Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*”, Society for Sedimentary Geology, Amsterdam.
- σ SCHLUMBERGER, 2007, Caracterización de los yacimientos fracturados, www.slb.com/carbonates.
- σ SCHLUMBERGER MARKET ANALYSIS 2007, Yacimientos Carbonatados, revista Schlumberger, www.slb.com/carbonates.
- σ SCHLUMBERGER, 2009“OilFieldGossary” (en línea): Amplitude.
<http://www.glossary.olifield.slb.com/Display.cfm?Tem-amplitude>
- σ SCHLUMBERGER, 2009, “Oil Field Gossary” (en línea): Velocity.
<http://www.glossary.olifield.slb.com/Display.cfm?Tem-interval%20velocity>
- σ SHEPPARD, R.A., AND GUDE, A.J., 3rd. 1968. Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo
- σ SCHOLLE, PETER A., ULMER-SCHOLLE, DANA S., 2003: *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity and diagenesis*, AAPG Memoir 77, Oklahoma.
- σ SCHOLLE, PETER A., 2002: “A Color Illustrated Guide to Carbonate Rocks Constituents, Textures, Cements and Porosities”, AAPG Memoir 27.
- σ SUBGERENCIA DE INGENIERIA PEMEX, 1999, “Documentación Técnica del Proyecto de Optimización de Perforación bajo balance”.
- σ SCOFFIN, TERENCE P. ed. (1987) “An Introduction to Carbonate and rocks”. BlackieChapman and Hall, New York.
- σ TAYLOR, M.W., AND SURDAM, R.C, 1981. us geological survey professional. zeolite reactions in the tuffaceous sediments at teels marsh, nevada. clays and ctay minerats.
- σ TUCKER Y WRIGHT, 1990, Carbonate Sedimentology, Blackwell Scientific.
- σ TUCKER, 2001, Sedimentary Petrology. Blackwell Scientific Publications.

- σ VALENCIA LOZADA L.E., 2010, Calibración de Atributos Sísmicos para la Identificación Litológica de Carbonatos en el Caribe Colombiano, Universidad Industrial de Santander, Facultad de Físico-Químicas, Bucaramanga.
- σ VALENCIA LOZADA L.E., 2010, Calibración de Atributos Sísmicos para la Identificación Litológica de Carbonatos en el Caribe Colombiano, Escuela de Geología-Bucaramanga, Universidad Industrial de Santander.
- σ VALENZUELA CAZARES J. MARTÍN Y SOLÍS FUENTES EPITACIO, 1996, “Informe y procedimientos operativos para perforar bajo balance en pozos Iride 1166 y Jujo 523”, Perforación, División Sur.
- σ WAYNE M. AHR (2008), Geology of Carbonate Reservoirs (The identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon Reservoirs in Carbonate Rocks), Canada, John Wiley & Sons.
- σ WEATHERFORD, 2012, Perforación Bajo Balance, Villahermosa Tabasco, México
- σ WERREN, 2000, Dolomite. Elsevier, Earth-Science Reviews.
- σ WOLFGANG SCHLAGER (2005), Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy, Amsterdam, SEPM.
- σ WOLFGANG SCHLAGER, Series #34, Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms, (a short course), Tulsa-Oklahoma U.S.A. The American Association of Petroleum Geologists.
- σ WORLD ENERGY OUTBOOK, 2006, Yacimientos Carbonatados, revista Copyright Schlumberger.
- σ YÁÑEZ M. MACLOVO y VALENZUELA C. J. MARTÍN, 1996 SPE 35320 México “Primera aplicación de perforación bajo balance en México”