

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUÍMICA
DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA**



**Geología y geoquímica de las dolomías del Miembro O de la
Formación Escandalosa de la cuenca de Barinas, Venezuela.**

Núcleo del pozo BOR 12X.

**Trabajo Especial de Grado
presentado ante la ilustre
Universidad Central de
Venezuela por el Br. Luis
Damián Fajardo Jiménez
como requisito para aprobar
la asignatura Proyecto
Geoquímico II y optar al
título de Licenciado en
Geoquímica.**

CARACAS, OCTUBRE 2008

ACTA

Designados por la Universidad Central de Venezuela como integrantes del jurado examinador del Trabajo Especial de Grado titulado: “Geología y geoquímica de las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa de la cuenca de Barinas, Venezuela. Núcleo del pozo BOR 12 X”.

Prof. Santiago Marrero
(Tutor)

Prof. José Méndez Baamonde
(Tutor)

Prof. Ramón Sifontes
(Jurado)

Ing. Marvin Baquero
(Jurado)

Agradecimientos

A la secretaria de la Universidad Central de Venezuela que por medio del Programa Samuel Robinson me permitió el ingreso a esta ilustre universidad.

A la Universidad Central de Venezuela por formarme como profesional y como ser humano crítico y capaz de tener un juicio justo sobre la situación de mi país y mi campo profesional.

A La facultad de Ciencias por ser la casa de estos años en mi carrera.

Al Instituto de Ciencias de la Tierra y a todos los profesores, técnicos, secretarias y personal obrero.

Al Prof. José Méndez Baamonde por ser mi profesor durante todos estos años y tutor durante esta última etapa de mi formación como profesional.

Al Prof. Santiago Marrero por ser mi profesor durante la carrera y ser mi tutor en mi última etapa de formación profesional.

A PDVSA Exploración por proporcionarnos las muestras de roca extraídas del pozo BOR 12X para llevar a cabo este estudio.

A la Prof. Liliana López por darme la oportunidad de demostrar mi verdadera capacidad como estudiante.

A mi padre Luis y mi madre Ángela por enseñarme tantas cosas que hoy me han llevado al lugar donde estoy. Gracias por todo sin ustedes esto no fuera sido posible.

A mis hermanos Lilly y Rafael por nacer y acompañarme durante todos estos años.

A mis amigos Marbis, Rufcar y José por estar todos estos años apoyándome y compartiendo sus vidas junto a mí.

A José Alejandro por ser mi compañero de estudio y amigo durante todos estos años en la universidad.

A Alvi Carolina por conocerte y compartir conmigo todos los momentos que hemos pasado juntos.

Resumen

En el siguiente trabajo de investigación se llevó a cabo un estudio sobre la geología y geoquímica de las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa. Estas dolomías son provenientes de un núcleo extraído por el pozo BOR 12X de la cuenca de Barinas, Venezuela. A través de este estudio, se determinó el origen de formación de estas rocas, ya sea en superficie o soterramiento. Para cumplir con los objetivos planteados se seleccionaron 21 muestras de dolomías. A estas muestras se le realizó la descripción macroscópica de algunas secciones del núcleo, análisis de Difracción de Rayos X para la muestra total y residuos, y por último, el análisis químico para determinar la concentración de los elementos Ca, Mg, Fe, Mn, K, Na, Ba, Sr y Zn. Para el análisis químico previamente se efectuó el tratamiento con ácido clorhídrico para obtener la fase carbonática en solución y el residuo insoluble (fase siliciclástica); a esta última fase no se le llevó a cabo ninguna determinación elemental, sólo se analizó la mineralogía presente.

Las dolomías del Miembro O son del tipo magnesianas, con un valor promedio en sus relaciones estequiométricas $\text{Ca}_{0.98} \text{Mg}_{1.02} (\text{CO}_3)_2$. Las concentraciones de Fe y Mn indican un aumento durante los eventos en la diagénesis tardía, donde ocurren procesos de purificación y recristalización de las dolomías. Las concentraciones de K, Na, Ba y Sr indican que posiblemente las dolomías se formaron durante la diagénesis temprana y que luego de los eventos durante el soterramiento profundo, ocurrió una disminución en las concentraciones originales de estos elementos, sin embargo, aún se conservan las relaciones que tuvieron originalmente cuando se formaron, durante la diagénesis temprana.

Para la formación de las dolomías del Miembro O, existen 6 modelos generales de dolomitización que pudieron haber interactuado durante la diagénesis temprana y la diagénesis tardía. Estos modelos son: 1. Lagunas hipersalinas o sabkha, 2. Modelo de flujo y reflujos de aguas enriquecidas en magnesio, 3. Dolomitización por capilaridad, 4. Dolomitización por la reacción entre las aguas intersticiales y las calizas a elevadas temperaturas y presiones, 5. Dolomitización en profundidad por compactación de arcillas y expulsión de fluidos ricos en magnesio, 6. Dolomitización por bacterias sulfato reductoras. Estos modelos fueron propuestos en base a los resultados obtenidos.

Índice general

	Página
1. Introducción-----	1
2. Revisión bibliográfica-----	3
2.1. Antecedentes-----	3
2.1.1. Antecedentes internacionales-----	4
2.1.2. Antecedentes nacionales-----	5
2.2. Calizas y dolomías-----	7
2.3. Geoquímica de las dolomías-----	9
2.4. Diagénesis en carbonatos-----	12
2.5. Clasificación de rocas carbonáticas-----	14
2.5.1. Clasificación de Dunham-----	14
2.6. Procesos de dolomitización -----	15
2.7. Ambientes de carbonatos asociados a la formación de dolomía-----	18
2.8. Porosidad en sedimentos y rocas carbonáticas (Calizas, dolomitas)---	20
2.8.1. Clasificación de Choquette y Pray-----	20
2.8.2. Porosidad en dolomitas (generalidades)-----	23
2.9. Modelos de dolomitización-----	24
2.9.1. Modelos singenéticos-----	25
2.9.2. Modelos diagenéticos-----	25
2.9.3. Procesos mixtos singénéticos, diagénesis y biológicos--	26
2.10. Ciclos de cuarto y quinto orden. (Ciclos de Milankovich).-----	27
2.10.1. Ciclos de cuarto orden-----	27
2.10.2. Ciclos de quinto orden-----	28
3. Marco geológico-----	28

3.1. Marco geológico regional. cuenca de Barinas-----	28
3.1.1. Estratigrafía de la cuenca de Barinas-----	31
3.2. Marco geológico Local. Miembro O-----	34
4. Marco experimental-----	38
4.1. Muestreo-----	38
4.2. Elementos quimicos-----	39
5. Actividades de laboratorio-----	40
5.1. Determinación de los elementos químicos-----	40
5.2. Determinación del contenido mineralógico-----	42
6. Descripción de los resultados obtenidos-----	43
6.1. Descripción de las muestras de núcleo-----	43
6.2. Descripción del contenido mineralógico-----	47
6.3. Descripción de los analisis químicos (fase carbonática)-----	53
6.4. Descripción del residuo insoluble (fase siliciclástica)	63
7. Discusión de resultados-----	66
7.1. Mineralogía-----	66
7.2. Geoquímica-----	68
7.3. Modelos de dolomitización-----	79
8. Conclusiones-----	80
9. Recomendaciones-----	82
10. Bibliografía-----	84

Índice de tablas

	Página
Tabla 1. Muestreo de los núcleo del pozo BOR 12X-----	39
Tabla 2. Resultados de la mineralogía-----	47
Tabla 3. Resultados de las concentraciones de los elementos mayoritarios-----	54
Tabla 4. Resultados de las concentraciones de los elementos minoritarios y trazas----	57
Tabla 5. Porcentaje de residuo en la muestra total-----	64
Tabla 6. Relaciones Mg/Ca y Ca/Mg-----	70

Índice de figuras

	Página
Figura 1. Clasificación de Dunham-----	15
Figura 2. Sub-ambientes en un sistema de plataforma con un arrecife en el margen-----	19
Figura 3. Clasificación de tipos básicos de porosidad. Choquette y Pray-----	22
Figura 4. Mapa de distribución de las cuencas petrolíferas en Venezuela-----	28
Figura 5. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense Albi (Cretácico Temprano) al norte del Cratón de Guayana -----	30
Figura 6. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cenomaniense Campaniense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana-----	30
Figura 7. Sección NO-SE de la cuenca de Barinas-Apure-----	31
Figura 8. Columna estratigráfica de la sección Cretácica en el flanco sur andino de la Cuenca Barinas-Apure-----	33
Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación Escandalosa (Cenomaniense-turoniense) -----	34
Figura 10. Cuadro Estratigráfico Perijá-Cuenca de Maracaibo-Andes de Mérida-Barinas (Neocomiense-Maestrichtiense) -----	35
Figura 11. Fotografía de una sección fina Miembro O (porosidad intercrystalina) -----	37
Figura 12. Fotografía de una sección fina Miembro O (brechas, porosidad intercrystalina, oquedad y micro fracturas)-----	38
Figura 13. Fotografía de núcleo de 12804' de profundidad-----	43
Figura 14. Fotografía de núcleo de 12812' de profundidad-----	44
Figura 15. Fotografía de núcleo de 12820' de profundidad-----	45
Figura 16. Fotografía de núcleo de 12840' de profundidad-----	46
Figura 17. Espectro de difracción de rayos X de la muestra	49
	50

de 12808' de profundidad-----	
Figura 18. Espectro de difracción de rayos X de la muestra	
de 12817'10" de profundidad-----	
Figura 19. Espectro de difracción de rayos X de la muestra	
de 12819' de profundidad-----	
Figura 20. Espectro de difracción de rayos X de la muestra	
de 12831'4" de profundidad-----	
Figura 21. Gráfico de concentración (% CaCO ₃) Vs profundidad-----	
Figura 22. Gráfico de concentración (%MgCO ₃) Vs profundidad-----	
Figura 23. Gráfico de concentración de Fe (ppm) Vs. Profundidad-----	
Figura 24. Gráfico de concentración de Mn (ppm) Vs. Profundidad-----	
Figura 25. Gráfico de concentración de K (ppm) Vs. Profundidad-----	
Figura 26. Gráfico de concentración de Ba (ppm) Vs. Profundidad-----	
Figura 27. Gráfico de concentración de Sr (ppm) Vs. Profundidad-----	
Figura 28. Gráfico de concentración de Na (ppm) Vs. Profundidad-----	
Figura 29. Gráfico de concentración de Zn (ppm) Vs. Profundidad-----	
Figura 30. Espectro de difracción de rayos X del residuo de la muestra	
de 12831'4" de profundidad-----	
Figura 31. Gráfico de concentraciones en porcentajes de % CaCO ₃ y % MgCO ₃ con respecto	
a la profundidad-----	
Figura 32. Gráfico de concentraciones de Fe y Mn (ppm) Vs profundidad-----	
Figura 33. Gráfico de correlación entre el estroncio (Sr) y el sodio (Na) -----	
Figura 34. Gráfico de correlación entre el magnesio (Mg) y el sodio (Na) -----	
Figura 35. Gráfico de concentraciones de K y Na (ppm) Vs profundidad-----	75
Figura 36. Gráfico de concentraciones de Ba y Sr (ppm) Vs profundidad-----	76

1. Introducción.

El Miembro O de la Formación Escandalosa de edad Cenomaniense-Turonense en la cuenca de Barinas (L.E.V., 1997), está compuesto por dolomías, calizas y algo de limolitas y areniscas de grano fino. Las dolomías que contienen porosidad representan los reservorios de petróleo, mientras que las calizas, limolitas y areniscas generalmente actúan como sellos. El Miembro O tiene un espesor aproximado de 80 a 100 pies y actualmente es una roca productora de petróleo liviano (35°-36° API).

La dolomía es una roca sedimentaria compuesta por minerales cuya composición química está definida por dos aniones carbonato, junto a los cationes calcio y magnesio cuya fórmula química es $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. La formación de dolomita, siempre a modo general, ocurre por el reemplazo de minerales de calcita y aragonito, los cuales están formados por un anión carbonato y un catión calcio (CaCO_3). El proceso de dolomitización se lleva a cabo por el intercambio de un mineral a otro de composición diferente por medio del reemplazo (Boggs, 1992).

La precipitación primaria de dolomita es rara y no es común en la naturaleza, debido a que el Mg^{+2} tiene un gran poder de hidratación respecto al calcio y es difícil que forme este mineral producto de un proceso primario (Warren, 2000). Generalmente lo que ocurre es el reemplazo del magnesio por calcio en el aragonito o calcita magnesiana, para la formación de dolomita. En ambientes hipersalinos donde ocurre alta evaporación se puede formar dolomita por el proceso de reemplazo, ya que las soluciones se enriquecen en magnesio y promueven los procesos de dolomitización, producto de la precipitación de aragonito y yeso que disminuye la concentración de calcio en el sistema (Boggs, 1992). Los minerales de dolomita formada en estos ambientes son de cristalización rápida, muestran un exceso de calcio y son pobremente ordenadas y más solubles que las formas de cristalización lenta. Las dolomías

formadas en ambientes del Holoceno son denominadas protodolomitas o dolomías cálcicas (Méndez, 2007).

La formación de dolomía tiene muchas incógnitas por resolver (Warren, 2000). Los estudios en dolomías de ambientes modernos no demuestran cómo se originaron los grandes volúmenes de dolomías en el pasado geológico. También pruebas de laboratorio y estudio de campo en los ambientes actuales no coinciden con la formación de dolomitas a gran escala. La dolomía es abundante con respecto al total de los carbonatos durante el Ordovícico Temprano/Silúrico Temprano y Cretácico Temprano/Medio (Méndez, 2007). En el pasado geológico la dolomita aumenta generalmente durante los niveles altos del mar.

El estudio de dolomías es de gran importancia, ya que puede ayudar a reconstruir la historia de formación de éstas rocas. La descripción de algunas secciones de núcleo, la interpretación de los ambiente sedimentarios, la concentración de los elementos químicos mayoritarios, minoritarios y traza, así como los estudios de difracción de rayos X, para la determinación de la mineralogía, van a permitir determinar, las condiciones de formación y los procesos en los ambientes sedimentarios donde se formaron las dolomías.

Este trabajo tiene por finalidad determinar el posible origen de formación de la dolomía del Miembro O, que puede ser en superficie o soterramiento. Para cumplir con esto se va llevar a cabo la descripción macroscópica de algunas secciones del núcleo, porosidades presentes, interpretación del ambiente sedimentario, la concentración de los elementos mayoritarios, minoritarios y traza, así como también, la mineralogía presente en las muestras. Para cumplir con esto, se plantea un objetivo general y unos objetivos específicos que se presenta a continuación:

✓ **Objetivo general.**

- Determinar la concentración de los elementos químicos relacionados con la composición de las dolomías como: Ca, Mg, Fe, Mn, K, Sr, Ba, Na y Zn, así como su relación con las facies y la mineralogía presente en el núcleo proveniente del pozo BOR-12X de la cuenca de Barinas.

✓ **Objetivos específicos.**

- Determinar a través del estudio de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas los cambios verticales y ver si es posible determinar los ambientes de formación de la dolomía, en superficie o en soterramiento.
- Determinar de acuerdo a las concentraciones Ca y Mg el tipo de dolomías presentes en el Miembro O.
- Determinar de acuerdo a las relaciones Mg/Ca y Ca/Mg la estequiometría de las dolomitas de Miembro O
- Determinar la mineralogía presente en las muestras tomadas en los distintos intervalos de profundidad del núcleo proveniente del pozo BOR-12X de la Cuenca de Barinas.
- Determinar, de acuerdo a los resultados obtenidos, los posibles modelos de dolomitización que pudieron actuar en la formación del Miembro O.

2. Revisión Bibliográfica.

a. Antecedentes

Sobre el origen de formación de las dolomías han sido realizados diversos estudios, a nivel internacional; a nivel nacional no existe ningún trabajo con corte geoquímico que se haya planteado el objetivo de determinar el origen de la dolomía del Miembro O.

i. Antecedentes internacionales

Los antecedentes internacionales están relacionados a estudios llevados a cabo para la determinación del origen de dolomías en diferentes regiones del planeta. Las distintas dolomías y los ambientes estudiados pueden tener algún parecido con las dolomías del Miembro O, y en otros casos se realizó la extrapolación de acuerdo a las referencias utilizadas por estos autores, para la descripción de dolomías originadas en ambientes marinos o transicionales. Estos antecedentes se utilizaran para comparar los resultados obtenidos para las dolomías del Miembro O y tener la capacidad de dar un juicio acerca de su origen, ya sea en superficie o en soterramiento.

Wanas (2001) realizó el trabajo que lleva por título “Petrography, geochemistry and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/ Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation at Gabal Ataqa, Northwest Gulf of Suez Egypt”. El autor describe la ocurrencia de una dolomía de origen primario (precipitación primaria), la cual se presenta en dos modos: 1. Dolomía con clásticos diseminados, 2. Dolomía asociada a evaporitas. A estas dolomías se le determinó la concentración de Ca, Mg, Sr, Na e isotopos de oxígeno y carbono. Las concentraciones y los contenidos isotópicos llevaron a la conclusión de que estas dolomitas se originaron producto de la precipitación primaria de aguas hipersalinas y mezcla de agua meteórica y salada.

Suzuki et al (2006) realizaron el trabajo que lleva por título “Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita.daito-jima, northern Philippine Sea”. Estudiaron dolomitas que se encuentran por debajo de los 100 metros de profundidad de la superficie de la isla ubicada al norte del mar de la República de Filipinas. Las dolomitas fueron distinguidas en dos grupos por su contenido de Ca, Mg, Sr, Na, Fe y Mn, contenido de isotopos de oxígeno y sus características cristalográficas. Estos autores llegaron a la conclusión que estas dolomitas se formaron producto de la dolomitización marina por flujos

de aguas ricas en magnesio en los sedimentos calcáreos y dolomitización primaria producto de cambios en el nivel del mar.

Font et al (2006) realizaron el trabajo que lleva por título “Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostones formation”. Estos autores realizaron estudios petrográficos y de los elementos trazas, principalmente Mn, Sr, Zn. Ellos propusieron que las dolomitas se formaron durante la diagénesis temprana, las estructuras petrográficas originales como laminaciones y oquedades se preservaron. Esto llevo a la conclusión, en conjunto con el contenido de isotopos de oxigeno y la concentración de los elementos químicos, que el origen de estas dolomitas estuvo relacionado a un ambiente del tipo lagunas hipersalinas o sabkhas.

ii. Antecedentes nacionales

Para el área de estudio, en el Miembro O de la Formación Escandalosa, se han realizado diversos trabajos. Los estudios realizados se basan en la descripción de las petrofacies, intervalos de porosidad, análisis estructurales y estratigráficos, así como también, estudios de calidad y caracterización de reservorios. Estos antecedentes se presentan a continuación:

Contreras (2004) realizó la caracterización petrofísica para la identificación de petrofacies y extrapolación del modelo a través de redes neurales en los miembros “O” y “P” de la Formación Escandalosa. Este trabajo consistió en la elaboración de un modelo para evaluar la calidad de la roca desde el punto de vista petrofísico y comparar estas con las facies sedimentarias. Se integró la información de los análisis de núcleos y los perfiles de pozos con la información geológica y los datos de producción de yacimientos. Luego de integrar toda esta información se utiliza la inteligencia artificial, a través de las redes neurales para reconocer en los pozos sin núcleo las secuencias con diferente calidad de producción de hidrocarburos.

Kupecz et al (2000) realizaron el trabajo que lleva por título *Characterization and Reservoir Quality Assesment of a Mixed Carbonate-Siliciclastic Reservoir: Cretaceous Escandalosa Formación, “O” Member, Barinas-Apure Basin*. Describen la división del Miembro O en nueve ciclos. Estos ciclos son caracterizados por sus litologías, los cuales constan de una alternancia de unidades de clásticos silíceos (areniscas, limolitas y lutitas) y carbonatos. Las facies de clásticos silíceos fueron depositados en un ambiente inframareal o intramareal y las facies de calizas dolomitizadas o dolomitas masivas en un ambiente supramareal.

Maldonado (2004) realizó el Modelo Sedimentológico de los Yacimientos “O” y “P” de la Formación Escandalosa, Trampa Bejucal-2e, Cuenca Barinas-Apure. En este trabajo se determinaron las características texturales, composicionales y genéticas de la roca en la Trampa Bejucal-2e, la geometría de los cuerpos sedimentarios, calidad del yacimiento, las facies sedimentarias y sus ambientes depositacionales. Al integrar esta información se buscaba ampliar los espectros prospectivos y reducir el grado de incertidumbre en la trampa.

Méndez (2002) realizó la caracterización sedimentológica del Miembro “O” en el área de Borburata. En este trabajo se realizó la descripción de las facies sedimentarias, litologías y la mejor capacidad de producción de los pozos en la zona de Borburata. Los mejores pozos son los que poseen dolomitización masiva, en la mayor parte de los ciclos 1', 1, 3, 4, 5, 6 y 7, este proceso masivo está relacionado con el ambiente inicial de sedimentación; en el área de Borburata el ambiente depositacional fue supramareal e intramareal.

Méndez (2007) realizó el trabajo titulado: *sabkhas, dolomitas y fracturas en el Miembro O de la Formación Escandalosa en la Cuenca de Barinas*. En este trabajo se realizó una descripción de la litología, facies sedimentarias y los distintos tipos de fracturas presentes en el Miembro O. Se hace especial énfasis en las facies de dolomitas masivas por su

capacidad de reservorio de hidrocarburos, producto de la gran cantidad de porosidades presentes.

b. Calizas y dolomías.

Los sedimentos y rocas de carbonatos están compuestos por minerales que contienen aniones CO_3^{-2} y cationes como el Ca^{+2} y el Mg^{+2} principalmente. Además, se presentan cantidades variables de Sr^{+2} , Na^+ , Fe^{+3} , Mn^{+2} , Zn^{+2} , Pb^{+3} , Co^{+2} , Cu^+ , Cr^{+3} , Ba^{+2} , V^{+3} (Boggs, 1992). La calcita CaCO_3 es el mineral más abundante y componente principal de las calizas, seguido de la dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Los minerales de calcita y dolomita (CaCO_3 y $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) en conjunto, representan un 90% de los minerales de las rocas carbonáticas que se presentan durante el tiempo geológico (Boggs, 1992). Las calizas y dolomías pueden contener cantidades menores de minerales silicatados como cuarzo, calcedonia, feldespatos, micas y minerales de arcilla.

El origen de los sedimentos y las rocas de carbonatos se deriva de los procesos biológicos, bioquímicos y químicos. La acción biológica es la que domina, principalmente, la formación inicial de los sedimentos que luego de los procesos de litificación, formarán las rocas (Méndez, 2007). La composición química de las aguas marinas es crucial, ya que de acuerdo a la disponibilidad de los elementos químicos en el medio marino, los organismos van a sintetizar los elementos para realizar sus funciones biológicas. Los organismos que construyen sus caparzones de carbonatos lo hacen de acuerdo a un sistema cristalino, éste va a depender del género y especie del organismo, función biológica y la química de las aguas a modo general (Méndez, 2007)

Los sistemas cristalinos en los cuales se configuran los minerales de carbonatos son el grupo de la calcita, el grupo del aragonito y el grupo de la dolomita (Boggs, 1992). Los dos primeros grupos (calcita y aragonito) se forman principalmente por la acción biogénica. El grupo de la dolomita se forma por la acción de los procesos diagenéticos sobre el aragonito y

la calcita. La calcita y la dolomita también se pueden originar por precipitación directa de soluciones sobre-saturadas donde las condiciones físico-químicas lo permitan (Boggs, 1992).

Los minerales del grupo de la calcita y la dolomita cristalizan en el sistema romboédrico (trigonal) mientras que el grupo del aragonito lo hace en el sistema ortorrómbico (Boggs, 1992).

En el grupo de la calcita se encuentran dos fases minerales las cuales son la calcita con bajo magnesio y la calcita con alto magnesio. La calcita con bajo magnesio es una fase estable y contiene un porcentaje menor al 5% de MgCO_3 . La calcita con alto magnesio es una fase metastable que contiene un porcentaje mayor al 5% de MgCO_3 (Boggs, 1992). La fase metastable de calcita con alto magnesio pasará con el tiempo, producto de los procesos diagenéticos, a la fase de calcita con bajo magnesio (Méndez, 2007). Como producto de este cambio las soluciones se enriquecen en magnesio permitiendo que se promuevan los procesos de dolomitización de los sedimentos donde se produce la diagénesis.

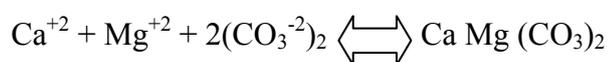
El grupo de la dolomita está formado por dos minerales que son la dolomita $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ y ankerita $[\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Mn})(\text{CO}_3)_2]$ (Boggs, 1992). Cuando ocurre una sustitución importante del hierro por el magnesio se denomina ankerita. Esta sustitución se produce por los procesos diagenéticos e implica una relación molar del 70% de $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ en la dolomita $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$. Las dolomitas naturales tienen valores reportados que abarcan un rango entre $\text{Ca}_{1.16}\text{Mg}_{0.84}(\text{CO}_3)_2$ a $\text{Ca}_{0.96}\text{Mg}_{1.04}(\text{CO}_3)_2$ abarcando el espectro desde las dolomitas cálcicas hasta las dolomitas magnesianas (Warren 2000). En la naturaleza no han sido reportadas dolomitas donde la relación estequiométrica calcio y magnesio es 1:1 (Boggs, 1992). Ensayos de laboratorios revelan que no ha sido posible sintetizar dolomita por medio de soluciones enriquecidas en magnesio, en un rango de temperaturas de 25°C y hasta por encima de los 100°C .

Las dolomitas del Holoceno son pobremente ordenadas y la sustitución por Mg no es completa para alcanzar la relación estequiométrica ideal para una dolomita (Boggs, 1992). En estos ambientes se genera una dolomita poco ordenada denominada proto-dolomita, con cristales de algunos micrómetros y agregados subcristalinos, que no llegan a tener la calidad de las dolomitas antiguas. Esta proto-dolomita es metastable y se disuelve más rápido que una dolomita ideal (Boggs, 1992).

Durante el tiempo geológico desde el Cámbrico hasta el Cenozoico la cantidad de aragonito, calcita y dolomita aumentaron o disminuyeron con respecto al total de los carbonatos, producto de las variaciones del nivel del mar, velocidad de expansión de las dorsales oceánicas y el aumento o disminución de la relación Mg/Ca en las aguas marinas (Boggs, 1992).

c. Geoquímica de las dolomías.

En aguas marinas actuales la relación molar Mg/Ca es de alrededor de 5/2. Esto indica que el agua de mar es una fuente abundante de Mg^{+2} capaz de formar dolomita y dolomitizar secuencias sedimentarias carbonáticas (Warren, 2000). La formación de dolomita primaria producto de la precipitación primaria, no es común. El magnesio tiene un gran poder de hidratación respecto al calcio y como consecuencia de esto, se inhibe la formación de dolomita primaria. La precipitación de la dolomita primaria se lleva cabo por medio de la siguiente reacción (Warren, 2000):



La reacción está definida por el siguiente equilibrio:

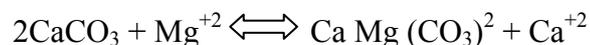
$$K_{25^\circ C} = ([Ca_{+2}] [Mg_{+2}] [CO_3^{-2}]^2)$$

En donde los términos entre paréntesis representan las actividades de los iones. La generación de dolomitas a bajas temperaturas no ha sido posible obtener, razón por la cual el valor de la constante K es difícil estimarlo. Hsu (1967) estimó, basado en varias evidencias,

un K aproximado a 10^{-17} , mientras que, Hardie (1987) estimó un K aproximado $10^{-16.5}$, basado en el estudio de dolomitas modernas metastables. Según Warren (2000) esto indicaría que las aguas marinas modernas están supersaturadas en dolomita, en uno o dos órdenes de magnitud que la calcita. Aún así, la precipitación de dolomita es rara en ambientes modernos.

Las dolomías primarias son raras y no son comunes en la naturaleza. La precipitación de dolomita por precipitación primaria es inhibida por el gran poder de hidratación del magnesio respecto al calcio. Actualmente existe un solo lugar en el mundo donde se desarrolla dolomita producto de un proceso primario de precipitación; los cristales son de tan sólo de unos cuantos micrómetros y es una situación muy local. Esto sucede en la laguna Coorang en Australia (Méndez, 2007).

En los ambientes donde ocurre la formación de yeso o anhidrita y las soluciones quedan empobrecidas en Ca^{2+} y SO_4^{2-} accediendo a que aumente la cantidad de magnesio en el sistema. Esto permite que se lleve a cabo los procesos de dolomitización. La presencia de sulfato en el sistema inhibe la formación de la dolomita (Méndez, 2007). La mezcla de agua meteórica con agua salada permite que disminuya la cantidad de SO_4^{2-} iniciándose la precipitación de carbonatos a modo general. Al estar las soluciones enriquecidas en magnesio, éstas pueden fluir y entrar en contacto con las rocas carbonáticas originando procesos de dolomitización. El proceso se lleva a cabo por medio de la siguiente reacción (Warren 2000):



Tomando en cuenta que las actividades de las fases sólidas es 1, entonces:

$$K = [\text{Mg}^{+2}] / [\text{Ca}^{+2}] = 0.67$$

Un aumento de Mg^{+2} ocasionaría la formación de dolomita se llevara a cabo como producto de la sustitución en los carbonatos. Los carbonatos que pueden ser sustituidos; productos de esta reacción son la calcita con alto magnesio y aragonito. Cuando ocurre la cristalización para la formación de algunos de estos minerales, algunos cationes de Ca^{+2} con un radio

atómico de 0.99 Å son sustituidos por iones Mg^{+2} de radio 0.66 Å y Mn^{+2} de radio 0.80 Å en la estructura de la calcita. Los cationes como el Sr^{+2} (1.12 Å) y Ba^{+2} (1.32 Å) pueden sustituir al Ca^{+2} en la estructura del aragonito. Este mineral tiene una estructura más amplia y puede tolerar esta sustitución. El aragonito es una fase mineral metastable, la cual con el tiempo pasará a la fase calcita que tiene mayor estabilidad.

La mineralogía inicial de los precursores que formarán la dolomita es de vital importancia, ya que ésta va a controlar la distribución de los elementos traza en las dolomitas que se van a originar en el ambiente sedimentario. El aragonito marino tiene una concentración de Sr aproximado de 8.000 a 10.000 ppm, pero al pasar a dolomita, tendrá una concentración de 500-600 ppm (Warren, 2000). La calcita marina con alto y bajo magnesio (Sr aproximado 1000-2000 ppm) pudiera formar dolomita con una concentración de Sr aproximado de 200-300 ppm.

Los niveles de Na en dolomitas marinas son relativamente altos. En dolomitas marinas modernas del Caribe, el Golfo Pérsico y Texas la concentración de Na es de 1.000-3.000 ppm (Land and Hoops, 1973). En la zona de mezcla de agua meteórica y agua de mar, las dolomías tienen concentraciones de unos varios cientos de ppm, mientras que en atolones del Pacífico las dolomías tienen concentraciones de 500-800 ppm (Rodgers et al., 1982). La mayoría de las dolomitas antiguas tienen muy bajas concentraciones de Na.

El Fe y Mn tienden a incrementarse sucesivamente en los episodios de recristalización de la diagénesis tardía (Tucker and Wright, 1990). Durante la diagénesis tardía las arcillas sufren pérdida de los fluidos intersticiales producto de la compactación. Estos fluidos tienen altas concentraciones de Fe y Mn. Durante el proceso de soterramiento estos elementos entran en la estructura de la dolomita y ocurre un enriquecimiento producto de la diagénesis tardía.

d. Diagénesis en carbonatos.

Todos los complejos de carbonatos, en ambientes antiguos y recientes, se caracterizan por una complejidad en cuanto a los subambientes y facies presentes, revelando la gran variedad de biota, características textuales y cambios en las condiciones físico-químicas que se presentan en estos sistemas.

La heterogeneidad de los reservorios es muy amplia, ya que dependiendo de las facies presentes, la biota y el subambiente, se presentan diversidad de porosidades, las cuales se pueden conservar, aumentar o destruir totalmente por los procesos diagenéticos (Boggs, 1992).

La diagénesis comienza desde el mismo momento de la depositación del sedimento en un proceso continuo que puede llegar al metamorfismo. La diagénesis implica todos los procesos de sedimentación, compactación, recristalización, disolución, solución, cementación, litificación, etc. La diagénesis ocurrida en los sedimentos nos puede ayudar reconstruir los distintos cambios físicos, químicos y biológicos ocurridos en las rocas y sedimentos (Méndez, 2007).

La diagénesis se divide en dos etapas: diagénesis temprana y diagénesis tardía. Esta división se hace de acuerdo a la transición entre el sedimento blando y la roca rígida. Tucker (1981) argumenta que la diagénesis temprana opera desde la sedimentación inicial hasta el soterramiento somero y la diagénesis tardía se lleva a cabo durante el soterramiento profundo y levantamiento

La diagénesis puede ser isoquímica o aloquímica. La diagénesis isoquímica ocurre cuando los sedimentos depositados inicialmente no cambian su composición química como un todo por los procesos de disolución, cementación y litificación. La diagénesis aloquímica es aquella donde la composición inicial cambia producto de los procesos dolomitización,

dedolomitización, silicificación y formación de minerales autigénicos, alterando la composición química inicial de los sedimentos (Méndez, 2007).

La diagénesis en carbonatos se puede modificar producto de parámetros como las variaciones en el nivel de mar (cambios eustáticos, regresiones y transgresiones) y la exposición sub-aérea. Los cambios diagenéticos se van a ver influenciados (Méndez, 2007) por:

1. Las características mineralógicas de la biota (algas verdes y rojas, corales, foraminíferos, etc.) y constituyentes inorgánicos (ooides, peloides, etc.) que de acuerdo a la composición química de las aguas y la función biológica van a adquirir un sistema cristalino determinado (aragonito, calcita con bajo y alto magnesio).
2. Factores como el clima, humedad, pluviosidad, meteorización y química de las aguas superficiales.
3. La tasa de meteorización, erosión, acumulación de sedimentos, morfología de cuenca en general, emergencia y erosión.
4. Factores geoquímicos en sentido regional (agua salina versus agua marina, fluidos volcánicos y gases).
5. El contenido de arcillas, materia orgánica y modificación de las arcillas producto de los fluidos intersticiales.
6. Las condiciones físico-químicas como el pH, Eh, contenido de CO₂, aumento del oxígeno (fotosíntesis), variaciones de temperatura, salinidad y evaporación.

Es importante conocer muy bien cómo actúan los procesos diagenéticos, ya que de acuerdo a éstos, se van a generar diferentes tipos de porosidad. Estas porosidades generadas pueden ser muy importantes porque pueden servir de reservorio de petróleo, gas y aguas subterráneas.

e. Clasificación de las rocas carbonáticas.

Las clasificaciones de carbonatos más utilizadas son las de Folk (1962) y Dunham (1962), ya que en ellas se toman en cuenta las características textuales relacionadas a un ambiente específico y el nivel de energía de acuerdo al contenido de lodo calcáreo. Para interés de nuestra investigación sólo discutiremos la clasificación de Dunham (1962), ya que los términos en la bibliografía sobre el Miembro O trabajan con esta clasificación.

i. Clasificación de Dunham (1962).

La clasificación de Dunham (1962) es una clasificación textural que utiliza el contenido y porcentaje relativo de granos, lodo calcáreo (micrita), esparita, espacios porosos, empaquetamiento y soporte de los granos entre sí. De una forma indirecta nos indica la génesis de ciertas texturas que se forman in situ, así como el nivel de energía que influye en el empaquetamiento de los granos y porcentaje de micrita (figura 1).

Las rocas son divididas en dos familias: aquellas que tienen una textura depositacional reconocible y las de textura depositacional no reconocible (dolomías). Las rocas de textura depositacional reconocible a su vez se dividen en aquellas cuyos componentes originales no se enlazan juntos, durante la depositación (calizas lodosas y calizas granulares) y las que se forman in situ (boundstone) (Dunham, 1962).

Cuando los componentes originales se presentan como un conjunto homogéneo durante la depositación se denominan boundstone. Los boundstone representan rocas que se forman durante la depositación, son de carácter arrecifal con un crecimiento in situ.

Dunham (1962) nombra a las rocas soportadas con lodo como mudstone formadas en casi un 100% de lodo calcáreo. Con un contenido de hasta un 10% de granos de carbonatos se llama wackestone. Cuando la roca está soportada por granos y contiene micrita como matriz se le denomina packstone, y las rocas cuyos componentes se soportan entre sí, con ausencia de micrita, reciben por nombre grainstone (figura 1).

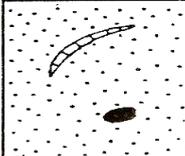
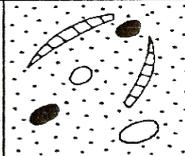
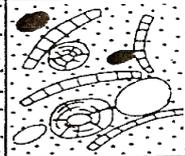
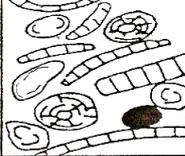
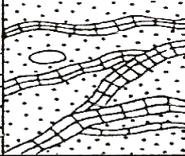
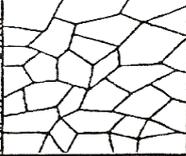
Textura depositacional reconocible					Textura depositacional no reconocible
Componentes originales no enlazados durante la depositación			Sin lodo soportada por granos	Componentes originales enlazados en la depositación: Intercrecimiento de materia esquelética, laminación contraria a la gravedad, organismos incrustantes y aglutinantes, sedimentos relleno de cavidades de origen orgánico, etc.	
Contienen lodo (arcilla y limo fino de carbonato)		Soportada por granos			Grainstone
Soportada por lodo					
Granos: <10%	Granos: >10%				
Mudstone	Wackestone	Packstone			
					

Figura 1. Clasificación textural de carbonatos según Dunham (1962).

f. Procesos de dolomitización.

La dolomitización es el mecanismo mediante el cual ocurre la conversión de minerales de CaCO_3 (aragonito o calcita) en dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Esto sucede por el reemplazo del Ca por el Mg en la red cristalina. También puede ser producto de la precipitación directa de soluciones sobresaturadas en Mg con respecto al Ca, en combinación con factores físico-químicos.

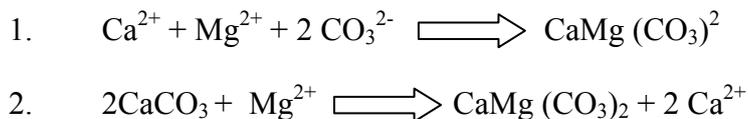
La precipitación de dolomita es favorecida por una relación alta $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, $\text{CO}_3^{2-}/\text{Ca}^{2+}$, $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$ y por altas temperaturas. En condiciones de alta evaporación, salinidad y en combinación con ciertos factores como poca pluviosidad y bajo los parámetros anteriores se puede favorecer la precipitación de dolomita. Cuando las condiciones físico-químicas son las adecuadas se puede favorecer el proceso de dolomitización en determinados ambientes:

1. Ambientes de salinidad variable pero que relacionado a los parámetros cinéticos y termodinámicos existe saturación con respecto a la dolomita (zona de mezcla de agua

meteórica/agua de mar, ambientes inframareales someros de salinidad normal a hipersalina, ambientes supramareales hipersalinos).

2. Ambientes alcalinos (procesos de reducción o fermentación por acción bacterial).
3. Ambientes con temperaturas mayores de 50 °C (ambientes del subsuelo o con la presencia de aguas hidrotermales).

El proceso de dolomitización es diferente a lo que ocurre en el neomorfismo, en donde hay cambios en la estructura cristalina pero no en la composición química, por el contrario, la dolomitización implica cambios en la composición química, debido a la sustitución del Ca por el Mg (Boggs, 1992). Según Méndez (2007), el reemplazo de carbonato de calcio (CaCO_3) por dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ es una de las áreas de estudio más importante y comunes, principalmente dentro del campo de la geología del petróleo. La formación de dolomita se lleva a cabo a través de las siguientes reacciones:



La reacción (1) se lleva a cabo producto de la precipitación primaria y la reacción (2) es producto de la conversión del mineral de calcita CaCO_3 a dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. La formación de la dolomita primaria siempre ha sido controversial debido al gran poder de hidratación del Mg respecto al Ca. Hardie (1987) estima que durante los estados de intensa evaporación y altas relaciones $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ puede formarse una dolomita primaria, simultáneamente a dolomita formada por el reemplazamiento de aragonito. En ambientes modernos de lagunas hipersalinas y sabkhas del Holoceno se puede encontrar una dolomía que posee un exceso de Ca y es pobremente ordenada, junto a dolomías formadas por el reemplazo de aragonito o calcita magnesiana en la etapa de diagénesis temprana (Land, 1985).

Según Méndez (2007), en el archipiélago de Los Roques (Venezuela), en ambientes de lagunas hipersalinas y sabkhas, la dolomita se encuentra en un sedimento con aragonito,

calcita y calcita magnesiana. En las áreas de menor influencia y alejadas del ambiente hipersalino y sabkha, los minerales que se presentan son aragonito > calcita > dolomita. Con mayor influencia en estos ambientes la relación es de calcita Mg > dolomita > aragonito > calcita. Esto parece indicar que la dolomita se forma por el reemplazo de la calcita magnesiana y el aragonito. Esta dolomita es de cristalización rápida y más soluble que las formas de cristalización lenta. Se puede denominar como dolomita cálcica o protodolomita.

Cuando la formación de dolomita se lleva a cabo por la penetración de fluidos, ocurren dos situaciones. Primero, si los fluidos ricos en magnesio penetran de forma lenta, se conserva la fábrica original, se produce un sistema cerrado con alto contenido de Ca y Sr, con poca porosidad. Segundo si la penetración de los fluidos es rápida, es destruida la fábrica original y los cristales formados son predominantemente euhedrales y presentan porosidad intercrystalina (Méndez, 2007).

Los cristales de dolomita se pueden presentar como euhedrales, subhedrales y anhedrales, dependiendo del tipo de dolomitización (Boogs, 1992). La dolomitización puede ser total, cuando ocurre un reemplazo total de la fábrica o parcial cuando no es completo (Méndez, 2007).

Las dolomitas se clasifican de acuerdo a su génesis en dolomitas de precipitación primaria y dolomitas de diagénesis temprana o tardía (Badioazamani, 1973). La dolomitas producto de la precipitación primaria se originan de soluciones supersaturadas en magnesio en ambientes con una alta evaporación. Las dolomitas por diagénesis temprana y tardía son producto de una dolomitización secundaria por el reemplazo del precursor mineralógico que puede ser aragonito o calcita.

Autores como Larsen y Chillingar (1979) consideran tres tipos de dolomitas a excepción de las originadas por metamorfismo:

1. Primaria: formada en la interfase agua-sedimento por precipitación directa de una solución sobresaturada en magnesio y altos niveles de evaporación.
2. Diagenética: formada por el reemplazo del carbonato de calcio en los sedimentos post-depositacionales, pero antes de la litificación. Es una dolomita generada en los estados iniciales de la diagénesis de minerales que son metastables como la calcita con alto magnesio y aragonito.
3. Epigenética o catagenética: formada por el reemplazo de dolomita en los minerales de carbonatos de la roca ya litificada. Esta abarca desde la consolidación de la roca hasta que ésta es expuesta en la superficie, donde puede continuar la dolomitización.

g. Ambientes de carbonatos asociados a la formación de dolomía (llanuras de marea, lagunas y bancos de aguas someras).

Los ambientes principales asociados a las llanuras de marea son: inframareal (zonas por debajo de las marea baja o lagunas), intramareal (zona entre la marea alta y baja) y supramareal (por encima de la marea alta pero influenciada por las tormentas de marea y niveles altos de oleaje ocasional) (Figura 2).

En la zona de los ambientes inframareales la energía es generalmente baja. Sin embargo, es posible que se produzcan algunas corrientes de fondo (Maldonado, 2004). Los sedimentos están compuestos principalmente por limos y arcillas, con abundancia de bivalvos y un contenido variable de granos esquelétales. A modo general, los sedimentos son de color gris y con un olor a sulfuro de hidrógeno (H_2S) en las zonas donde la circulación de agua es restringida. No se observan muchas estructuras primarias y en general se encuentra altamente bioturbado (Méndez, 2007).

La zona de los ambientes intramareales está sometida a variaciones de temperatura, pH, salinidad y acompañado del desarrollo de dolomías en menor proporción que en las zonas supramareal (Maldonado, 2004). Se conservan muchas de las características de los ambientes

inframareales, principalmente en relación al tamaño del grano (predominan los limos). Normalmente contienen menos restos de conchas y fragmentos esqueléticos, puesto que la fauna es más restringida. Se pueden presentar, luego de los procesos diagenéticos, rocas con textura tipo wackestone y ocasionalmente packstone (Méndez, 2007).

La zona de los ambientes supramareales está fuertemente influenciada por el clima y la presencia de aguas salobres (mezcla de agua meteórica y marina) (Maldonado, 2004). Los sedimentos pueden ser muy variados, aunque predomina el lodo calcáreo (textura mudstone). El lodo puede ser total o parcialmente dolomitizado. El material esquelético es raro, así como las madrigueras y horadaciones, la fauna es transitoria y limitada a pequeños desplazamientos de determinadas especies. La presencia o ausencia de evaporitas en este ambiente es controlada por la aridez y humedad del clima. Se puede formar dolomita singenética contemporáneamente con las evaporitas (Méndez, 2007).

Las áreas supramareales del golfo Pérsico dominadas por un clima árido son conocidas como “Sabhkas”, presentando evaporitas y dolomitas singenéticas, en contraste con las zonas supramareales de Bahamas, las cuales tienen un clima más húmedo.

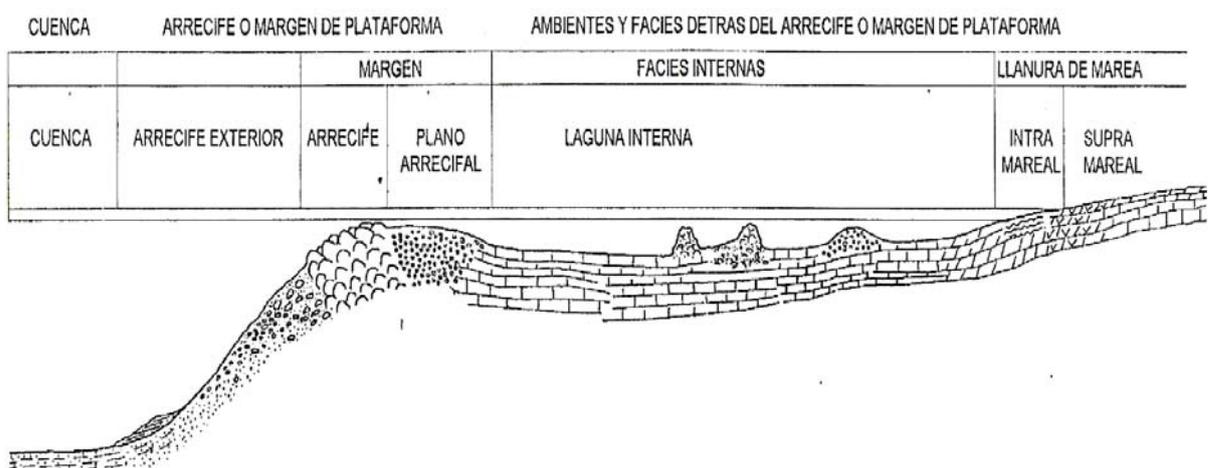


Figura 2., Sub-ambientes en un sistema de plataforma con un arrecife en el margen. (Tomado y modificado, Méndez, 2007).

2.8. Porosidad en sedimentos y rocas carbonáticas (calizas, dolomías).

Para las rocas carbonáticas existen distintas clasificaciones para los distintos tipos de porosidad. La más utilizada es realizada por Choquette y Pray (1970). Ésta clasifica a las porosidades de acuerdo a los diversos tipos de poros, relacionándolos con su origen. Esta clasificación es genético-descriptiva y parte de la base de una porosidad primaria y una secundaria.

2.8.1. Clasificación de Choquette y Pray (1979).

La clasificación de Choquette y Pray (1970) consiste en 15 tipos de porosidades, que están divididas en tres grupos dependiendo del carácter de la fábrica, selectiva o no selectiva. La porosidad de fábrica está definida por la relación entre los sólidos depositados (partículas, intraclastos, bioclastos, ooides y otros) y constituyentes diagenéticos (cemento, cristales de dolomita, yeso o anhidrita) del sedimento o la roca y los espacios porosos presentes.

Los componentes sólidos primarios y secundarios, están relacionados con la textura que forma una fábrica característica y ambiente determinado. Esta relación directa entre éstas es lo que lleva a caracterizar la porosidad de fábrica. Si no existe una relación directa entre los constituyentes primarios, diagénesis y facies, entonces la porosidad se define como de fábrica no selectiva.

De acuerdo a la porosidad con fábrica selectiva o sin fábrica selectiva existen tres grupos de porosidad (Choquette, and Pray. 1972):

A) Porosidad con fábrica selectiva: 1. Interpartícula, 2. Intrapartícula, 3. Inter cristalina (dolomitas), 4. Móldica, 5. Fenestral, 6. Refugio, 7. Estructuras de crecimiento.

B) Porosidad sin fábrica selectiva: 8. Fractura, 9. Canal, 10. Oquedad, 11. Caverna.

C) Porosidad con o sin fábrica selectiva: 12. Brecha, 13. Horadación, 14. Bioturbación, 15. Encogimiento.

Los 6 tipos de porosidad más comunes dentro de este grupo de 15 se presentan a continuación con una breve descripción:

1. Interpartícula: también llamada como porosidad intergranular, generalmente en areniscas y valido para carbonatos. Porosidad entre partículas y granos.
2. Intrapartícula: porosidad localizada dentro de partículas o granos individuales. Espacios ubicados dentro del armazón esquelético de ciertos organismos.
3. Intercristalina: porosidad que se encuentra entre los cristales individuales generalmente de dimensiones y formas similares. Un ejemplo de esta porosidad es la producida por los procesos de dolomitización sin posterior precipitación de calcita en los espacios porosos.
4. Mórdico: porosidad generada por disolución de moldes de organismos generalmente de una mineralogía de aragonito o calcita con alto magnesio.
8. Fractura: porosidad producida por deformaciones tectónicas, deslizamientos y fallamientos.
10. Oquedad: porosidad formada por solución. Los poros formados son similares en sus dimensiones y lo suficientemente grandes para ser visibles a simple vista.

Estas se indican como comunes por que pueden encontrarse a lo largo de las distintas facies de un complejo arrecifal, de los descritos los cuatro primeros son de fábrica selectiva.

A estas 15 porosidades se le agregaron cuatro tipos de porosidad: 16. Fracturas diagénéticas y brechas, 17. Porosidad intracristalina, 18. Porosidad de matriz, 19, Porosidad por estilolitas, éstas fueron consideradas por su presencia en dolomitas de la Cuenca de Barinas (Méndez, 2007) para un total de 19 tipos de porosidades presentes en rocas carbonáticas.

Para las dolomitas de la Cuenca de Barinas generalmente se encuentran cuatro tipos de porosidad: porosidad de fracturas diagénéticas y brechas, porosidad intracristalina, porosidad

de matriz y porosidad por estilolitas (Figura 3) que pertenecen al grupo con fábrica selectiva o sin fábrica selectiva.

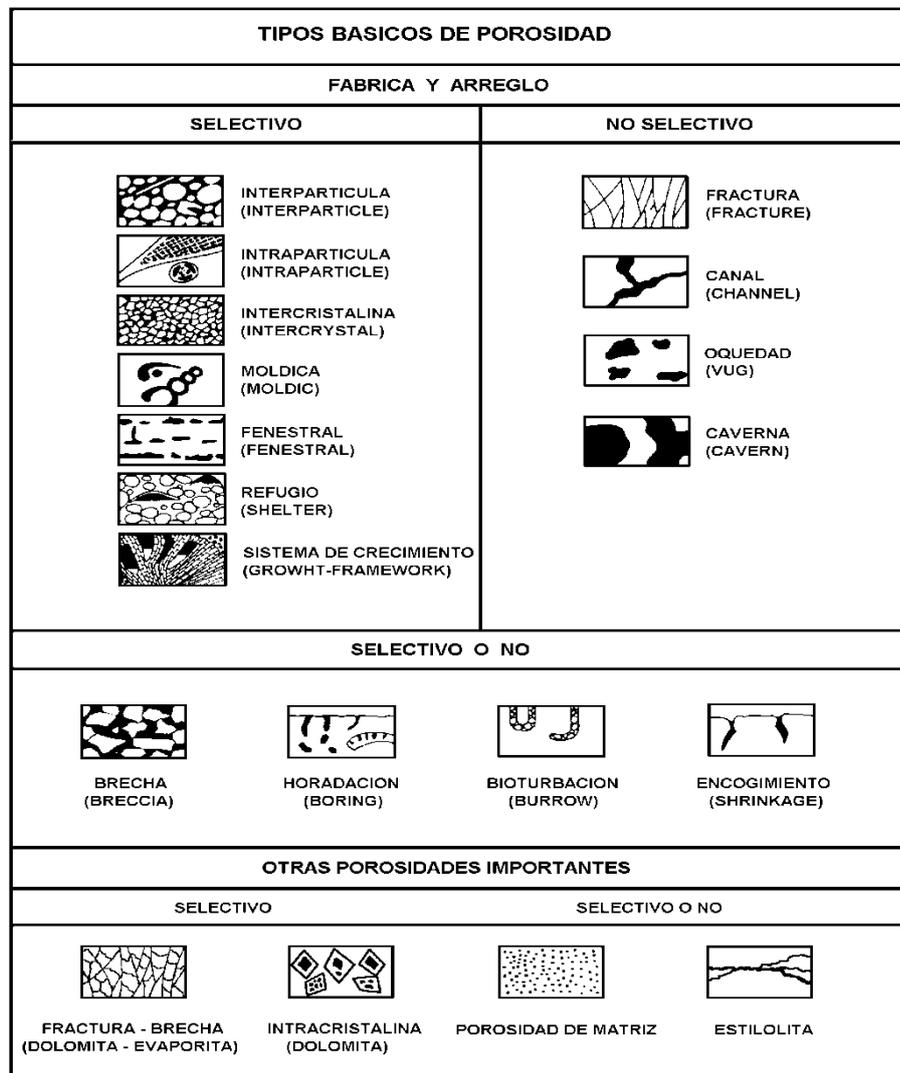


Figura 3., Clasificación de tipos básicos de porosidad. Modificado de Choquette y Pray (1970). A esta clasificación se le han agregado cuatro tipos de porosidad (José Méndez B, 2001). Las porosidades añadidas son comunes en facies de dolomitas del Cretáceo de la cuenca de Barinas (Venezuela). (Méndez, 2007).

En ambientes tipo Sabkha, donde se forma dolomía acompañada con el desarrollo de evaporitas, se originan porosidades formadas por brechas y fracturas diagénéticas. Este tipo de porosidad se ha observado en ambientes supramareales con facies de ambientes sabkha en dolomías de la cuenca de Barinas. El hecho de que la porosidad se encuentre en una facies específica de sabkha hace que se clasifique como de fábrica selectiva. Igualmente ocurre para la porosidad intracrystalina. La porosidad de matriz, la cual se forma por efecto de disolución

de la micrita, se clasifica como de fábrica no selectiva al igual que para la porosidad por estilolitas.

2.8.2. Porosidad en dolomías (generalidades)

La transformación de calcita a dolomita trae consigo un aumento de la densidad, si consideramos que el enrejado cristalino de la dolomita es ligeramente más denso que el de la calcita y el reemplazo ocurre molécula por molécula y bajo una misma área. Se puede esperar que la porosidad aumente teóricamente en un 13 % cuando la transformación ocurre en la calcita y de un 6 % cuando ocurre en el aragonito (Méndez, 2007).

El proceso de dolomitización ocurre en una etapa intermedia de disolución. La circulación de aguas meteóricas puede producir porosidad intercrystalina, producto de la disolución de los cristales de calcita y aragonito. Esto va a depender del flujo de las aguas que están promoviendo el proceso de dolomitización. Con un flujo bajo de aguas meteóricas puede ocurrir reprecipitación. Estos cementos disminuyen los espacios porosos presentes en el sedimento, perdiendo de esta forma, porosidad intercrystalina. Si el flujo de aguas meteóricas es mayor, todos los cationes y aniones van a ser removidos del sistema, generando espacios vacíos, que junto con el proceso de dolomitización, aumentan de manera muy significativa la porosidad.

El proceso de dolomitización en algunos casos, no es completo en la roca. Cuando esto ocurre, los cristales de dolomita se encuentran suspendidos en la textura que no ha sido dolomitizada. Cuando el proceso de dolomitización es mayor, pero no es completo, la textura inicial de la roca se encuentra flotando en una matriz de cristales finos y medios de dolomita (Davies, 1979).

En los casos donde la dolomitización es completa, se genera una porosidad intercrystalina, cuyos espacios vacíos estarán relacionados con la textura inicial del sedimento o roca. Por ejemplo, si la textura es tipo wackestone, en la cual están presentes fragmentos de bioclastos

de aragonito, se puede producir una porosidad tipo móldica, producto de la disolución de estos fragmentos, si no han sido dolomitizados. Si el flujo de agua meteórica es mayor y continúa la disolución, principalmente en la zona no saturada, los moldes de bioclastos desarrollarán oquedades.

2.9. Modelos de dolomitización.

Los estudios sobre los procesos de dolomitización y su origen se han llevado a cabo desde hace más de 150 años. Tuvieron un gran auge durante el desarrollo de la industria petrolera a mediados de los años 60 y la década de los 70. Estos estudios se basan en los procesos de dolomitización en ambientes modernos del Cuaternario y a modo general en ambientes actuales del Holoceno.

Actualmente estudios más avanzados y mejores herramientas analíticas han permitido conocer con mayor detalle, los procesos que ocurren en los ambientes donde se forman las dolomitas. Gracias a estos estudios se ha incluido la acción bacteriana de los organismos sulfatos reductores, los cuales pueden influir de manera muy marcada en los procesos de formación de dolomitas. La presencia de sulfato en las soluciones inhibe o retarda las transformaciones del carbonato de calcio (aragonito o calcita) a dolomita. Los estudios realizados por Vasconcelos, et al (1995) y Vasconcelos y McKenzie (1997) postularon que el sulfato puede disminuir por la acción bacteriana. Si los niveles de oxígeno son bajos se favorece una mayor actividad de las bacterias reductoras de sulfato, lo cual promueve los procesos de dolomitización.

La utilización de un modelo específico va a depender de la interpretación del ambiente y facies presentes. Un modelo no puede actuar sólo de manera independiente, ya que se pueden combinar factores que pueden converger en uno o más modelos de dolomitización. Los modelos descritos en la literatura tienen que ver con los modelos de dolomitización singenéticos y diagenéticos. Estos se dividen en modelos específicos para cada categoría.

2.9.1. Modelos de dolomitización singenéticas.

La formación de dolomita singenética ocurre en ambientes con altas tasas de evaporación y precipitación de evaporitas como el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y la anhidrita (CaSO_4). La precipitación de estas fases minerales elevan el contenido de Mg en la soluciones y como consecuencia aumenta la relación Mg/Ca. Mientras más alta sea la relación, más favorecidos se verán los procesos de dolomitización. Análisis efectuados en ambientes hipersalinos de zonas supramareales y sabhka de Bahamas, Florida y Abu Dhabi, han reportado que las relaciones Mg/Ca eran aproximadamente de 40/1 (Milliman, 1974; Boogs, 1995)

Los modelos singenéticos se presentan a continuación. Estos modelos están relacionados a la formación de evaporitas como mecanismo para que ocurran los procesos de dolomitización.

1. Flujo y reflujo de aguas enriquecidas en Mg (Deffeyes, et al., 1965). Este modelo establece que en una laguna hipersalina o lago situado en la zona supramareal, donde ocurre la precipitación de evaporitas (halita, anhidrita y yeso), permite que se incremente la relación Mg/Ca. El reflujo de las aguas con alto Mg por los sedimentos permitirá la dolomitización de aragonito y calcita situado en la laguna o lago.
2. Dolomitización por capilaridad (Hsu y Schneider, 1973). El ascenso de aguas en la zona vadosa por capilaridad debido a la evaporación.
3. Evaporación y ascenso de las aguas del mar o aguas meteóricas a través de los sedimentos con enriquecimiento en Mg (Hsu y Schneider, 1973).
4. Evaporación y ascenso de aguas subterráneas enriquecidas en Mg (Hsu y Schneider, 1973).

2.9.2. Modelos de dolomitización diagenética.

En la formación de dolomita diagenética se presentan varios modelos generalizados:

1. Zona de mezcla. El modelo “Dorag” (Badiozamani, 1973) y el modelo “Esquizoalino” (Folk y Land, 1975). Estos modelos se caracterizan por la interacción de un lente de

agua fresca (poco Mg) con masas de agua salada intersticiales (principal fuente de Mg). Se origina una solución subsaturada respecto a la calcita pero sobresaturada para la dolomita. Esta interacción baja la concentración de SO_4^{2-} en el agua salada y favorece el reemplazamiento de calcita por dolomita.

2. Influjos de aguas meteóricas ricas en magnesio (dolomitización hidrodinámica. Jacka y Franco, 1975; Barone, 1976). Las aguas meteóricas al pasar por las zonas de sabhka, se enriquecen en Mg. Estas aguas al estar enriquecidas fluyen a través de los sedimentos y rocas, promoviendo el proceso de dolomitización.
3. Dolomitización por la reacción entre las aguas intersticiales y las calizas a elevadas temperaturas y presiones (Blatt, et al. 1972).
4. Modelo kohout. Dolomitización de los carbonatos en las plataformas y arrecifes por el agua del mar al penetrar en los sedimentos, siempre y cuando exista un mecanismo de bombeo que movilice el flujo de agua en los sedimentos (Land, 1985).
5. Dolomitización en profundidad por compactación de arcillas y expulsión de fluidos ricos en magnesio que pueden reemplazar lentamente la calcita por dolomita.
6. Dolomitización en profundidad por flujos hidrotermales. Dolomitas formadas en zonas de discordancia o relacionadas con fallas por inclusión de fluidos ricos en Mg, con temperaturas mayores a los 100 °C.

2.9.3. Procesos mixtos singenéticos, diagénesis y biológicos.

La transformación de calcita a dolomita es retardada o inhibida por la concentración de SO_4^{2-} en las aguas. La presencia de sulfato en las aguas no permite la precipitación de carbonatos en general y como consecuencia los procesos de dolomitización. Con la presencia de sulfato en las aguas, los procesos de dolomitización son más retardados en el aragonito que en la calcita (Warren, 2000).

El SO_4^{2-} se puede disminuir por la acción bacterial, precipitación de sulfato de calcio (yeso o anhidrita) y cuando ocurre la mezcla de agua salada con agua fresca. Los niveles bajos de oxígeno favorecen una mayor actividad de las bacterias anaeróbicas reductoras de sulfato, lo que promueve la dolomitización en los carbonatos marinos (Vasconcelos, et al., 1995; Vasconcelos y Mackenzie, 1997).

En los ambientes supramareales y en los niveles superiores a los intramareales se puede desarrollar alta actividad bacterial. Este factor acompañado de una condición hipersalina producto de la evaporación intensa, favorece los procesos de dolomitización. De esta forma se puede desarrollar una dolomita primaria de cristales finos, los cuales pueden gradar en cristales singenéticos más gruesos (Mackenzie et al 1980). Estas condiciones generan una dolomitización temprana similar a la dolomitización por reflujo (Lucia, 1972)

2.10. Ciclos de cuarto y quinto orden. (Ciclos de Milankovich).

Los ciclos de cuarto y quinto orden también llamados ciclos de Milankovich son lapsos en los cuales ocurrieron variaciones en el movimiento de traslación de la tierra (excentricidad) y cambios originados por el movimiento de rotación de la tierra (oblicuidad y precesión). Estas variaciones producen cambios cíclicos de la radiación solar que es captada por la Tierra (Méndez, 2007).

2.10.1. Ciclos de cuarto orden.

Son ciclos de 400.000 a 100.000 años. Se derivan de los cambios ocurridos en el movimiento de traslación de la tierra, el cual cambia de un estado de órbita circular a uno de máxima excentricidad. Los ciclos de cuarto orden se llevan a cabo principalmente durante las glaciaciones e interglaciaciones. En estos períodos ocurren grandes fluctuaciones en el nivel del mar cercano a los 100 metros para ascensos y descensos.

2.10.2. Ciclos de quinto orden.

Son ciclos de 41.000 años. Se derivan de los cambios ocurridos en la inclinación de eje de la tierra con respecto al plano donde sucede el movimiento de traslación (oblicuidad). Esta inclinación puede variar entre 21.39° y 24.36° (Méndez, 2007). También dentro de estos ciclos se presentan ciclos de 21.000 años, los cuales se originan por cambios en el movimiento de precesión en el eje de la tierra. Los ciclos de quinto orden se llevan a cabo principalmente durante períodos de Greenhouse, en donde los descensos y ascensos en el nivel de mar tienen un promedio de 10 metros.

3. Marco geológico.

3.1. Marco geológico regional. Cuenca Barinas - Apure.

La cuenca de Barinas se ubica en la parte sur occidental de Venezuela. Limita al oeste y noroeste con los Andes Venezolanos, al este y noreste con el Arco de el Baúl. En el sureste limita con el escudo de Guayana y al sur con la cuenca de los Llanos Colombianos (Figura 4). Tiene un área aproximada de 95.000 Km^2 , a través de los estados Barinas, Apure, parte de Portuguesa, Táchira meridional y la región de los Llanos. (González de Juana, et al. 1980).



Figura 4., Mapa de distribución de las cuencas petrolíferas en Venezuela, basado en la distribución de sus provincias. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

La cuenca de Barinas-Apure está separada de la cuenca de Maracaibo por los Andes Venezolanos. Esta cuenca es una depresión estructural en el basamento ígneo-metamórfico de edad pre-cretácica, la cual fue rellenada por sedimentos del Cretácico debido a una sedimentación producto de la migración de mares hacia el sur, lo que produjo la creación de espacio para la sedimentación (Feo-Codecico, 1972).

La sedimentación se inició primero en la cuenca de Maracaibo con los sedimentos clásticos gruesos de la Formación Río Negro (Neocomiense-Barreniense), continuando con la sedimentación de la Formación Aguardiente, ambas de ambientes litorales próximo-costeros (Feo-Codecico, 1972) (Figura 5).

El ciclo transgresivo mundial cubrió el Macizo de Santander y el Arco de Mérida, dando lugar a un cambio de facies de clásticos muy finos y plataformas carbonáticas de la Formación Escandalosa (Cenomaniense-Turonense). Este evento coincide con el pulso mundial transgresivo responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y capas de cherts ricas en materia orgánica (Formación La Luna y su equivalente lateral en la cuenca Barinas-Apure, la Formación Navay) (Figura 6). Luego se depositaron las secuencias sedimentarias hasta el Cenozoico, para alcanzar una profundidad aproximada de 16.000 pies en su parte más profunda (Feo-Codecico, 1972).

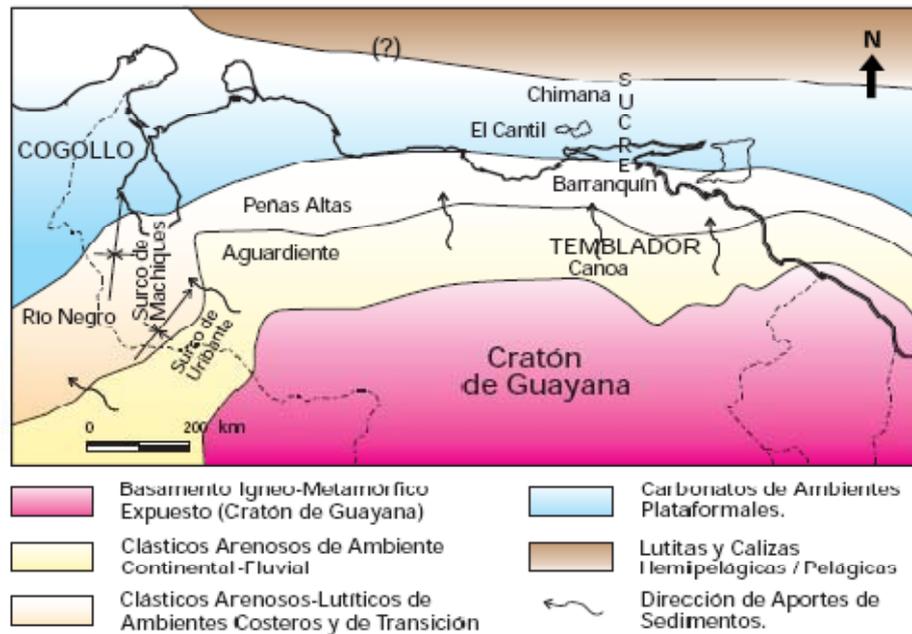


Figura 5., Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al norte del cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dicha asociación de facies. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

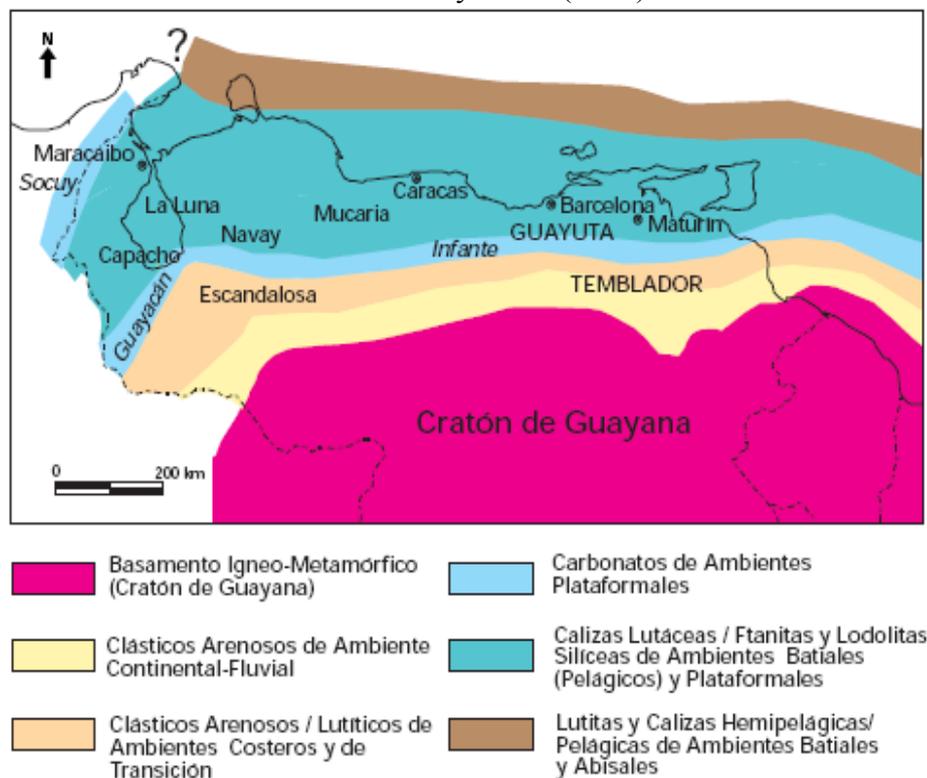


Figura 6., Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cenomaniense-Campaniense (Cretácico Tardío) al norte del cratón de Guayana. Se indican las unidades típicas de dichas asociaciones de facies. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

La estructura actual de la cuenca es un sinclinal asimétrico cuyo eje tiene rumbo noreste-suroeste y buzamiento hacia el suroeste (figura 7). Se pueden identificar tres unidades estructurales que las caracterizan: el cinturón plegado, donde se observan plegamientos y corrimientos (flanco oeste-noroeste); la fosa sub-andina (eje del sinclinal) y la plataforma, con poca o ninguna deformación (flanco este sureste) (De Toni et al, 1994).

3.1.1. Estratigrafía de la Cuenca Barinas-Apure.

La secuencia estratigráfica de la Cuenca Barinas-Apure está formada por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad paleozoica. Rocas sedimentarias y volcánicas de edad jurásica, así como también, rocas sedimentarias de edad cretácica, terciaria y cuaternaria (Feo-Codecico, 1972).

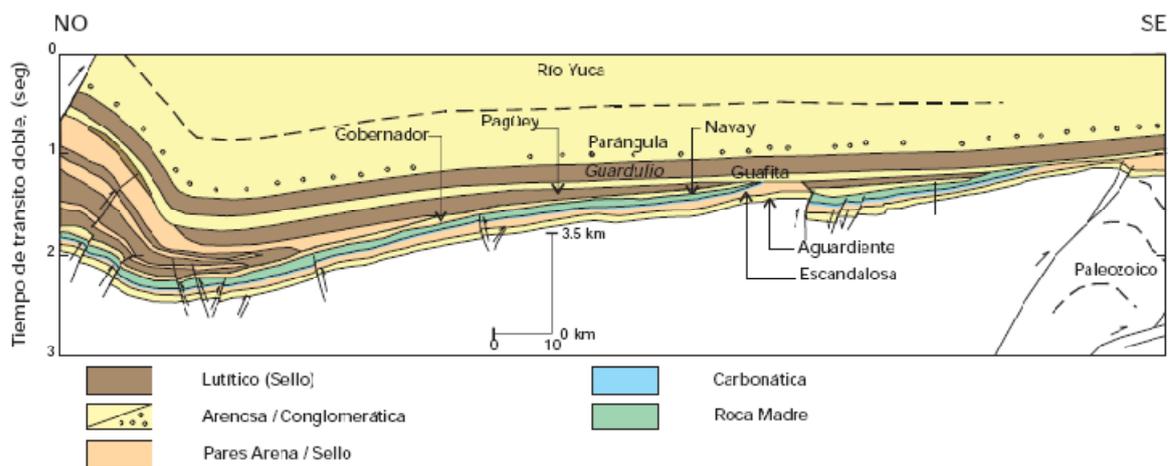


Figura 7. Sección NO-SE de la Cuenca de Barinas-Apure. Modificado de Parnaud et al. (1995). Tomado de Yoris y Ostos (1997).

La estratigrafía conocida en el área por medio de perforaciones está representada por las formaciones Aguardiente (Cretácico Temprano), Escandalosa, Navay y Burguita del Cretácico Tardío; Gobernador y Pagúey del Eoceno Medio y Parángula (Mioceno-Plioceno) (Feo-Codecico, 1972).

A continuación se presenta la descripción de las formaciones de interés para la investigación (Figura 8):

- Formación Aguardiente (Albiense) (L.E.V., 1997): esta formación se caracteriza por una secuencia uniforme de areniscas y calizas glauconíticas, la cual se depositó durante la gran transgresión marina cretácica que se extendió sobre la plataforma, en lo que es hoy la cuenca de Barinas. La Formación Aguardiente en el flanco sur andino suprayace a los conglomerados basales de la Formación Río Negro.
- Formación Escandalosa (Cenomaniense-Turonense) (L.E.V., 1997): la formación está compuesta por areniscas macizas, cuarzosas y muy glauconíticas, con cantidades menores de lutitas negras calcáreas. En el L.E.V. (1997) (Renz, 1959) consideró a la Formación Escandalosa como equivalente directo de una facies más arenácea de la Formación Capacho. Está formada por los miembros O, P, R y S. El Miembro O se caracteriza por dolomías, calizas y algo de limolitas y areniscas de grano fino. El Miembro P se describe por areniscas masivas muy permeables. El Miembro R se identifica por areniscas masivas ocasionalmente calcáreas e intercalaciones de lutitas y limolitas. Por último, el Miembro S se caracteriza por una secuencia generalmente lutítica (Figura 9).

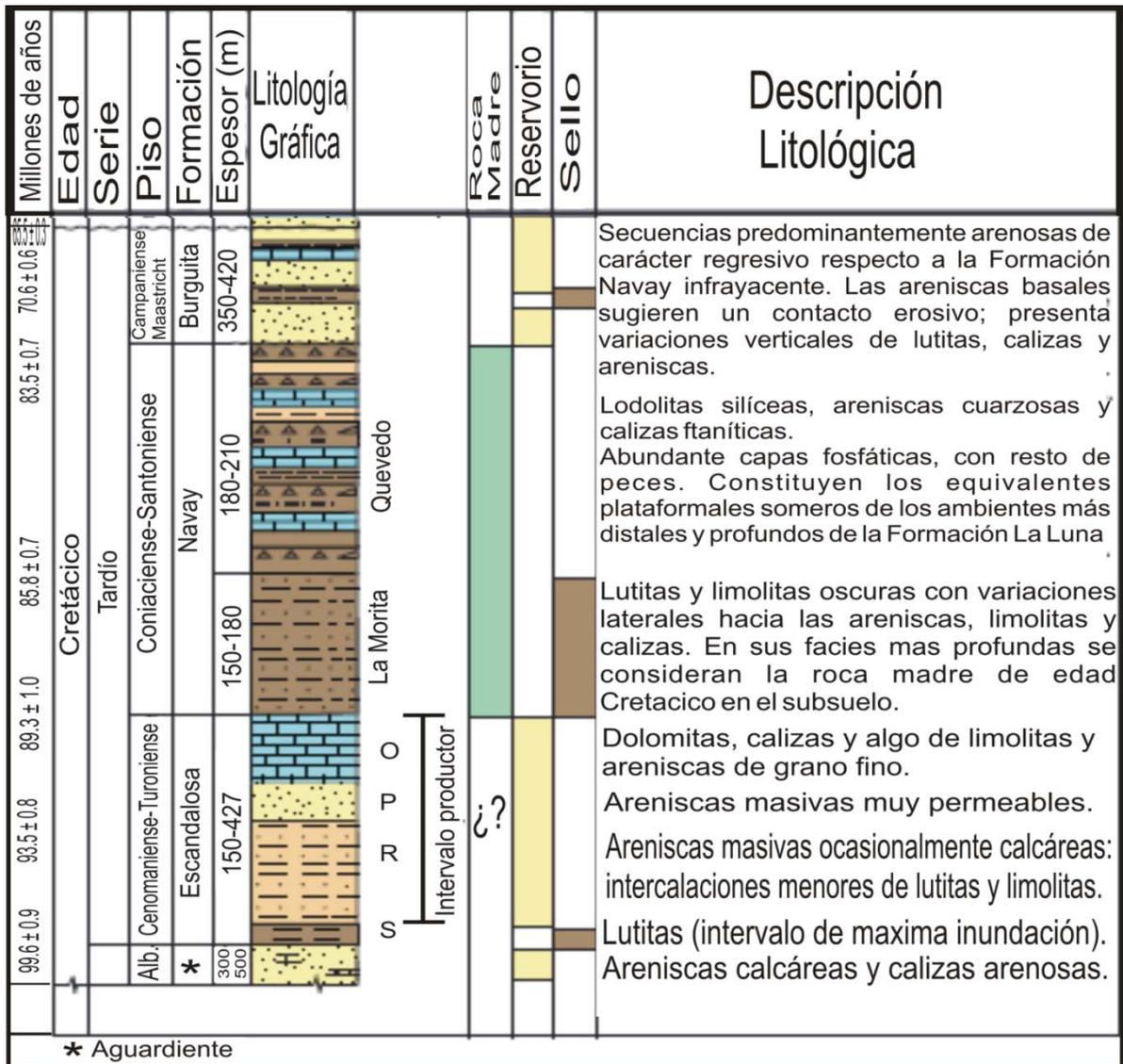


Figura 8. Columna estratigráfica de la sección Cretácica en el flanco sur andino de la cuenca Barinas-Apure. Tomado y Modificado de Yoris y Ostos (1997).

- Formación Navay (Coniaciense-Maastrichtiense) (L.E.V., 1997): de ambiente marino moderadamente profundo. Está compuesta por dos miembros que se dividen según sus características litológicas, estos son: el Miembro La Morita infrayacente y el Miembro Quevedo suprayacente. El Miembro Quevedo se describe como una secuencia de rocas silíceas, predominantemente lutíticas con intercalaciones de areniscas. El Miembro La Morita consiste en una sección principalmente lutítica a parcialmente limolítica, de composición calcárea e intercalaciones de horizontes fosfáticos.

- Formación Burguita (Santoniense-Maastrichtiense) (L.E.V., 1997., Kiser., 1980): de ambiente nerítico, cerca de la playa, con períodos más marinos. Está caracterizada por una litología de areniscas, limolitas glauconíticas y calcáreas e intercalaciones de lutitas. En su base se caracteriza por la presencia de una caliza conchífera.

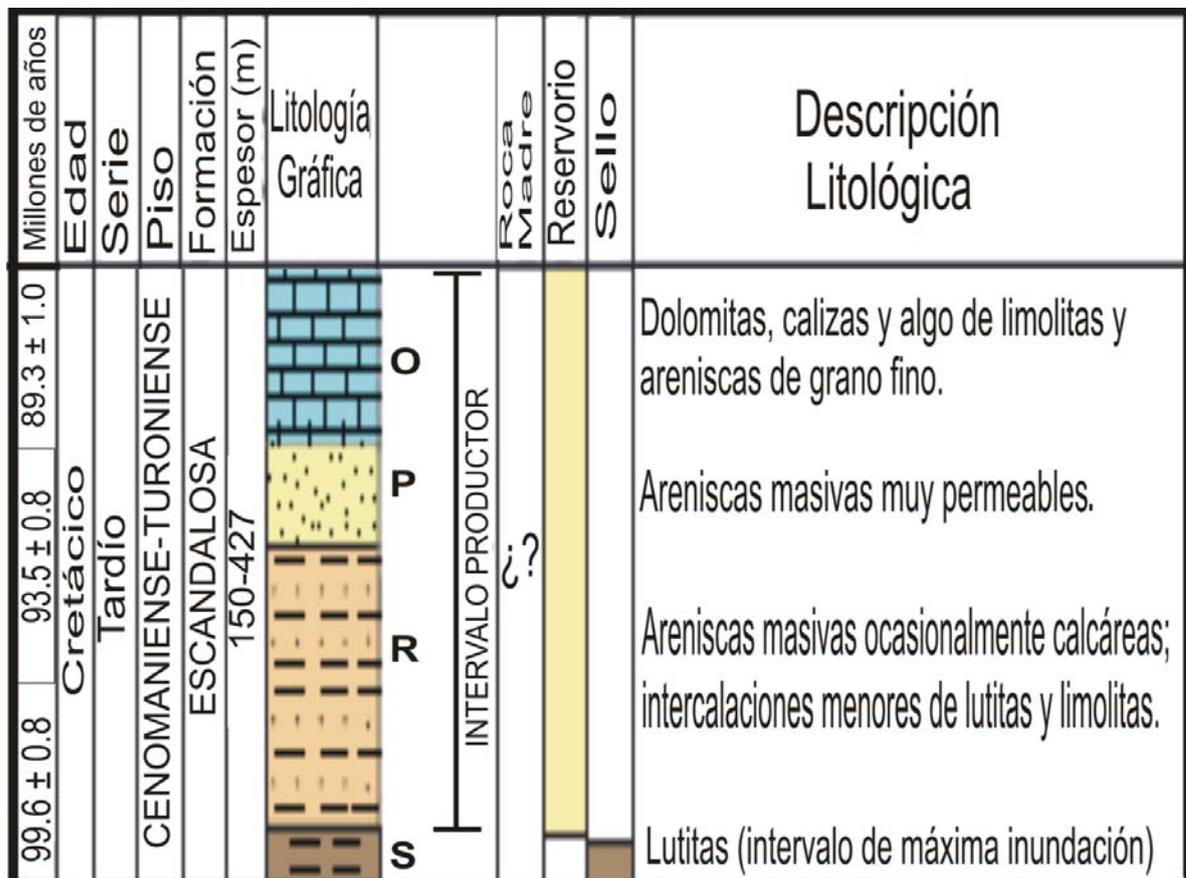


Figura 9., Columna estratigráfica de la Formación Escandalosa (Cenomaniense-turonense). Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).

3.2. Marco geológico local. Miembro O.

El Miembro O de la Formación Escandalosa de la cuenca de Barinas de edad Cenomaniense-Turonense representa una continuidad lateral de las calizas del Miembro Guayacán de la Formación Capacho, la cual podemos considerar como un cambio de facies de los ambientes plataformales del Miembro Guayacán a los sedimentos de franja costera o llanura de marea del Miembro O (Maldonado, 2004). Los espesores del Miembro O varían entre 100 y 80 pies (Méndez, 2007). El Miembro O se encuentra suprayacente al Miembro P de la Formación

Escandalosa. El Miembro O es un intervalo productor de crudo liviano (35°-36° API). En la figura 10 se presenta el cuadro de correlación estratigráfica donde se observa el Miembro O.

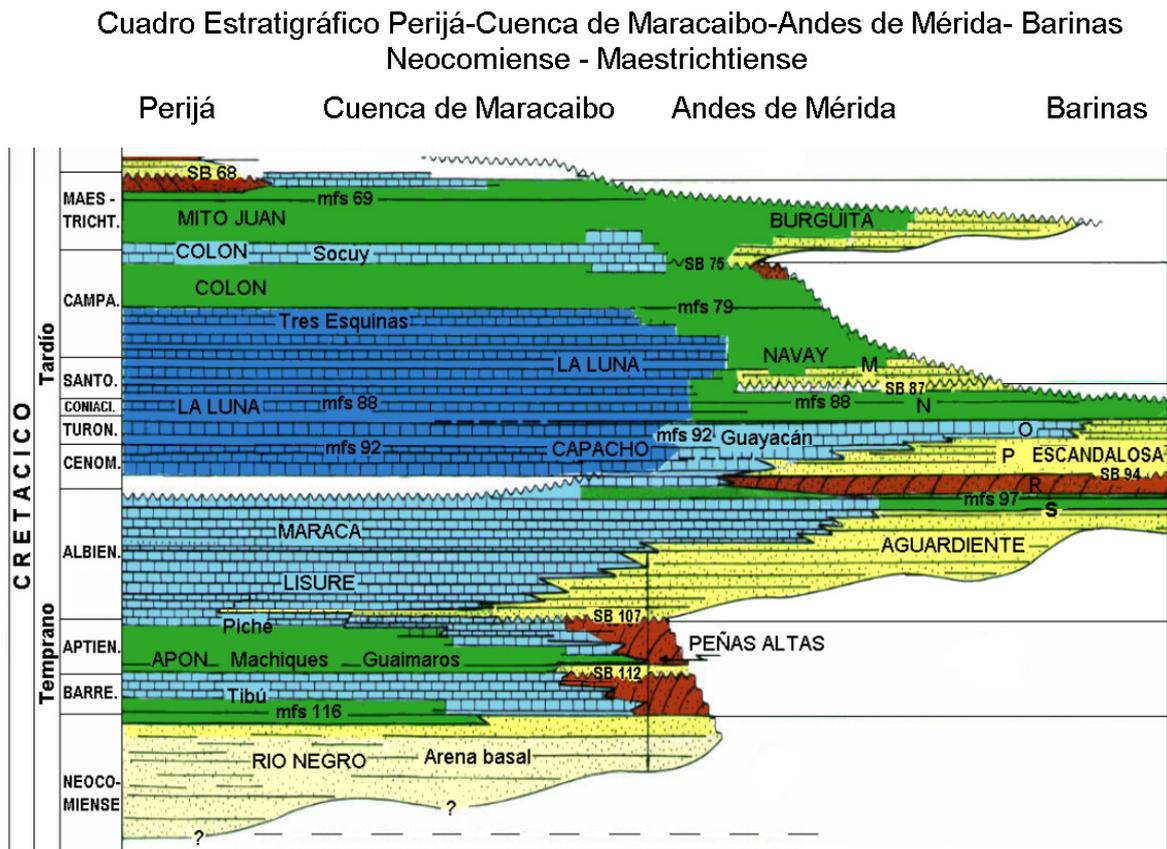


Figura 10., Cuadro Estratigráfico Perijá-Cuenca de Maracaibo-Andes de Mérida-Barinas (Neocomiense-Maestrichtiense). L.E.V (1970,1979). INTEVEP-BEISIP-FRANLAB (1995).

Según Méndez (2007), el Miembro O está representado por una sedimentación cíclica de carbonatos que fueron total o parcialmente dolomitizados y que se depositó durante los estados de transgresiones y regresiones relativas del nivel del mar, con la presencia de zonas de salinas y ambientes de sabkha y clásticos silíceos, originados estos últimos, de la sedimentación durante los estados de mayor meteorización y erosión en el escudo de Guayana. También se observa la presencia de limolitas y lutitas producto de la depositación en la zona de máxima inundación.

El ambiente de sedimentación del Miembro O se ha interpretado como marino de aguas someras, zonas intramareales y en la zona supramareal de la llanura de marea, bajo un

régimen principal transgresivo, pero con ciclos regresivos y transgresivos menores. Una evidencia de esto es la repetición cíclica de los sub-ambientes supramareal, intramareal e inframareal a lo largo de secuencia de rocas (Maldonado, 2004).

Las fluctuaciones en el nivel del mar (transgresiones y regresiones) se llevaron a cabo en ciclos de 4to y 5to orden, permitiendo la repetición continua de los ambientes supramareal, intramareal e inframareal. Basado en el estudio de los núcleos, se ha determinado que el Miembro O está compuesto por una mezcla de carbonatos (dolomías y calizas) y siliciclásticos (areniscas y lutitas) que fueron depositados en 9 ciclos sedimentarios de base a tope y se identifican como: 1', 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 (Figueroa et al, 1997, Kupeck et al, 2000, Méndez B., 2002). Estos nueve ciclos han sido identificados en numerosos núcleos de la cuenca de Barinas. (Kupeck, 1999).

Debido a que algunos ciclos son muy pequeños (2 o 3 pies de espesor) y la continuidad lateral se dificulta por el cambio de facies, los 9 ciclos han sido circunscritos en 4 ciclos mayores o sucesión de facies. Esta agrupación o asociaciones de facies es consistente lateralmente con los registros eléctricos y núcleos estudiados (Méndez, 2007).

El Miembro O presenta dos tipos de facies en todos los ciclos: facies de carbonatos (calizas y dolomías) y en una menor proporción facies de clásticos silíceos (Méndez, 2007). La facies que actúan como productoras de petróleo se encuentran en las dolomías, tomando en cuenta que el proceso de dolomitización haya sido casi completo en las calizas. Las facies de dolomías presentan varios tipos de porosidad intercrystalina, intracrystalina, móldica, oquedad y fracturas. Estas dolomías se derivaron de una caliza de textura depositacional, generalmente del tipo mudstone.

La zona supramareal está representada predominantemente por la presencia de litofacies de dolomías cristalinas, con cristales romboédricos de dolomita bien definidos donde no se observa la textura original de la roca (Maldonado, 2004).

La zona intramareal está constituida por areniscas de grano fino con la presencia de glauconita y una moderada cantidad de bivalvos. También se presenta una caliza arenosa donde destaca la abundancia de bivalvos reemplazados por esparita y la presencia de glauconita. Además de esto, también se presenta una dolomita bioclástica (Maldonado, 2004).

La zona inframareal está formada por calizas dolomíticas arenosas con abundancia notoria de bioclastos. También se presenta un cuerpo lutítico, que por su extensión regional, algunos autores la consideran como una superficie de inundación. Además se presenta una caliza lodosa bioclástica que representa uno de los períodos de mayor estabilidad sedimentaria en el ambiente. En la figuras 11 y 12 se presentan dos fotografías de secciones finas del Miembro O en el núcleo BOR-12X.



0,5 mm

Figura 11., Miembro O. Formación Escandalosa. Núcleo BOR 12X. Porosidad intercrystalina en dolomitas.



1 mm

Figura 12., Miembro O. Formación Escandalosa. Núcleo BOR 12X. Formación de brechas de dolomías (en el centro) y porosidad intercrystalina, oquedad y micro fracturas.

4. Marco experimental.

4.1. Muestreo.

El total de muestras a estudiar consiste de un numero de 21, estas son muestras de roca de un núcleo de perforación proveniente del pozo BOR-12X, en el intervalo de profundidades comprendido de 12808- 12844'8" pies (3903,88- 3915,10 metros). El criterio de muestreo se llevo a cabo de acuerdo al cambio de facies presentes en el núcleo. Se tomaron muestras de dolomías de aproximadamente 10-15 gramos del núcleo del pozo BOR 12X, este núcleo se encuentran en la nucleoteca de PDVSA ubicada en Puerto La Cruz, estado Anzoátegui. En la tabla 1 se presenta el muestreo realizado para este trabajo.

Tabla 1., Muestreo del núcleo proveniente del pozo BOR 12X.

Nº de muestras	Pozo BOR-12X (pies)	Pozo BOR-12X (metros)
1	12808'	3903,88
2	12809'10"	3904,21
3	12810'2"	3904,55
4	12814'	3905,71
5	12817'7"	3906,83
6	12817'10"	3906,65
7	12819'	3907,23
8	12819'4"	3907,35
9	12820'2"	3907,60
10	12820'9"	3907,81
11	12822'9"	3908,42
12	12823'2"	3908,51
13	12831'4"	3911,01
14	12835'2"	3912,17
15	12837'7"	3912,93
16	12838'	3913,02
17	12838'7"	3913,24
18	12839'2"	3913,39
19	12842'	3914,24
20	12843'	3914,55
21	12844'8"	3915,10

4.2. Elementos químicos.

Para alcanzar los objetivos planteados se determinó la concentración de los siguientes elementos: calcio, magnesio, hierro, manganeso, potasio, bario, estroncio, sodio y cinc. El calcio y magnesio nos va a indicar el tipo de roca, estos dos elementos se pueden presentar en diferentes proporciones, las cuales nos van a permitir discriminar entre una dolomía cálcica o dolomía magnesiana. El potasio, bario, estroncio y sodio nos van a indicar de acuerdo a las concentraciones y relaciones inter-elementales las condiciones de formación durante la

diagénesis temprana, cuando el sedimento original tenía la mineralogía de aragonito o calcita. Las concentraciones de hierro y manganeso nos pueden dar información acerca de condiciones de recristalización de las dolomías durante el soterramiento profundo, producto del contacto con fluidos ricos en Fe y Mn expulsados por las arcillas. Las concentraciones de cinc nos pueden dar información sobre las condiciones rédox a escala local y la actividad de bacterias sulfato-reductoras en el ambiente de sedimentación.

5. Actividades de laboratorio.

5.1. Determinación de los elementos químicos.

Para llevar a cabo la determinación de la concentración de los elementos químicos seleccionados se llevo a cabo un procedimiento minucioso para la separación de la fase carbonática y la fase siliciclástica.

Robinson (1980) sugiere que la disolución de las rocas carbonáticas se lleve a cabo en dos etapas, en donde la disolución de la fracción carbonática se realiza bajo condiciones específicas para evitar el aporte que pueda ejercer la fracción no carbonática a la concentración de la solución.

El método químico comúnmente utilizado involucra la digestión de la fracción carbonática con un ácido, donde la reacción de los ácidos con la fracción no carbonática va a depender del tipo de ácido, concentración, cantidad, temperatura, tamaño de las partículas y solubilidad.

El mayor problema en estudios geoquímicos de carbonatos se presenta cuando ocurre la contaminación de la fracción no carbonática en las muestras analizadas. La fracción no carbonática en rocas de carbonatos es usualmente una mezcla de cuarzo, arcillas, feldespatos y en menor proporción sulfuros y fosfatos.

El tratamiento de las muestras seleccionadas se llevo a cabo en varias etapas: primero se llevo a cabo el tratamiento físico y segundo el tratamiento químico. El tratamiento físico consistió en el lavado de las muestras, a fin de dejarlas libres de impurezas que pudieran

alterar los resultados de las mediciones, luego se dejaron secar durante un lapso de tiempo aproximado de 24 horas. Se procedió a la pulverización y homogeneización de las muestras en el equipo Shatterbox provisto de envases de carburo de tungsteno. Se pulverizaron 21 muestras de roca de aproximadamente 10 a 15 gramos, lo suficiente para realizar los análisis de difracción de rayos X y el tratamiento químico correspondiente.

Para llevar a cabo el tratamiento químico de las muestras se va a procedió de la siguiente manera:

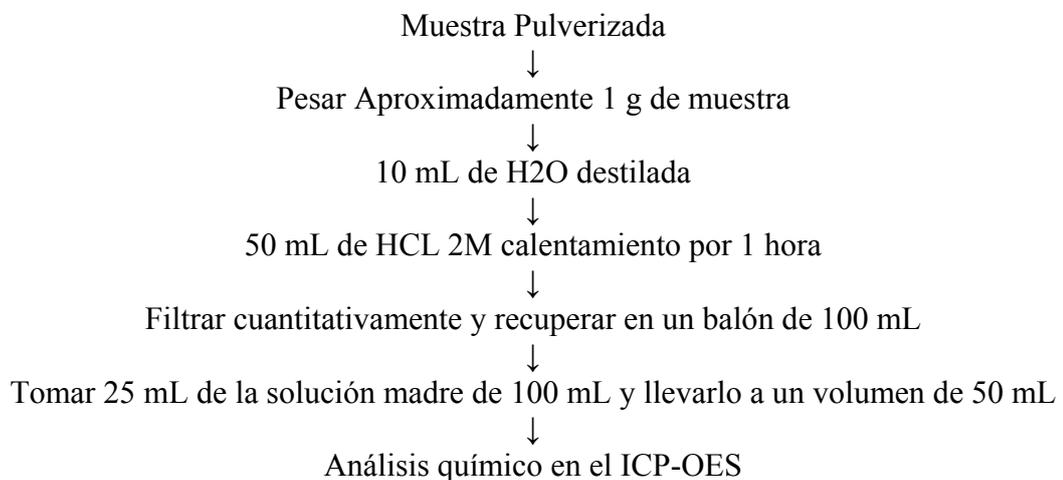
1. Se peso aproximadamente 1 gramo de la roca pulverizada, la cual fue pesada en la balanza analítica. La muestra de roca se colocó con una espátula de acero en un vaso de precipitado de 500 mL, se le agregó 10 mL de agua destilada (H_2O) y 50 mL de ácido clorhídrico (HCL) 2M (digestión ácida). Se procedió a calentar la muestra durante 1 hora en una plancha de calentamiento para que la reacción de disolución sea completa.
2. Para el proceso de filtrado se peso previamente el papel de filtro correspondiente a cada muestra, luego de ser filtrado el residuo obtenido, se dejó secar por un periodo de tiempo de 48 horas y pesado para obtener por diferencia la cantidad de residuo en la muestra analizada. Se realizó una recuperación cuantitativa de la solución para evitar pérdida de material. La solución obtenida se recuperó en un balón aforado de 100 mL para luego enrasar. El residuo obtenido perteneciente a la fase siliciclástica no se someterá al análisis químico: se calculó el porcentaje de acuerdo al total de la muestra.
3. Para determinar la concentración de los elementos (calcio, magnesio, estroncio, bario, hierro, sodio, potasio, manganeso, cinc) se utilizó la técnica Espectrometría de Emisión Óptica Inductivamente Acoplado a Plasma (ICP). Las soluciones madres de 100 ml fueron diluidas debido a las altas concentraciones de calcio y magnesio, se procedió a llevar a la mitad de su volumen para realizar los análisis, se tomaron 25 mL

de la solución madre y se llevaron a un volumen de 50 mL. Esta disolución se llevo a cabo asumiendo que los elementos minoritarios y trazas van a ser detectados por el instrumento, ya que se tomaron en cuenta datos previos de concentraciones de hierro, manganeso, potasio, bario, estroncio, sodio y cinc en calizas y dolomías. Para medir los elementos de interés se utilizaron patrones multi-elementales.

4. La determinación de los elementos químicos se realizo en el instrumental ICP-OES marca **Ultima 2**, fueron escogidas las mejores líneas espectrales para cada elemento a analizar.
5. Para el cálculo de los errores experimentales se trataron un total de 8 muestras por quintuplicado y se utilizó una desviación estándar la cual se presenta en las tablas de resultados de concentraciones de los elementos químicos.

Análisis elemental

Primera etapa de disolución



5.2.Determinación del contenido mineralógico.

Las muestras pulverizadas fueron analizadas por el difractómetro de rayos X, marca **BRUKER AXS**, modelo **D8 ADVANCE**, para la determinación de la mineralogía. La determinación de los clásticos presentes en las muestras se llevará a cabo de forma cualitativa para esta fracción no se realizo ningún análisis químico.

Análisis mineralógico

Muestra Pulverizada
↓
Análisis de difracción de rayos X

6. Descripción de resultados obtenidos.

6.1. Descripción de las muestras de núcleo.



Figura 13. Miembro O. Núcleo BOR-12X. Prof. 12804' pies. Contacto entre el tope del Miembro O y las lutitas terrígenas del Miembro La Morita (Formación Navay).

Escala en pulgadas.



Figura 14. Miembro O. Núcleo BOR-12X. Prof. 12812 pies. Facies de dolomía en ambiente intramareal con la presencia de estromatolitos laminares. Probable porosidad intercrystalina.

Escala en pulgadas.



Figura 15. Miembro O. Núcleo BOR-12X. Prof. 12820' pies. Facies de dolomía que presentan alta densidad de fracturas en la parte inferior y superior porosidad intercrystalina.

Escala en pulgadas.



Figura 16. Miembro O. Núcleo BOR-12X Prof. 12840 pies. Facies de dolomías con oquedades y numerosas fracturas. Porosidad intercrystalina, móldica y por fracturas. Impregnación de petróleo.

Escala en pulgadas.

6.2. Descripción del contenido mineralógico.

Tabla 2., Resultados del contenido mineralógico presente en las muestras seleccionadas del Miembro O.

Núcleo BOR 12X		Mineral	Mineral	Mineral	Mineral	Mineral
Muestra	Profundidad	Dolomita	Cuarzo	Rutilo	Calcita	Microclino
1 (BOR 12 LF 12808')	12808'	X	X	-	X	-
3 (BOR 12 LF 12810'2")	12810'2"	X	X	-	-	-
6 (BOR 12 LF 12817'10")	12817'10"	X	X	-	-	-
7 (BOR 12 LF 12819')	12819'	X	X	-	-	X
10 (BOR 12 LF 12820'9")	12820'9"	X	X	-	-	-
12 (BOR 12 LF 12823'2")	12823'2"	X	X	X	X	-
13 (BOR 12 LF 12831'4")	12831'4"	X	X	X	X	-
14 (BOR 12 LF 12835'2")	12835'2"	X	X	X	-	-
15 (BOR 12 LF 12837'7")	12837'7"	X	X	-	-	-
18 (BOR 12 LF 12839'2")	12839'2"	X	X	X	-	-
20 (BOR 12 LF 12843')	12843'	X	X	-	-	-

A fin de determinar el contenido mineralógico presente en las rocas provenientes del núcleo del pozo BOR 12X del Miembro O, se seleccionaron 11 muestras para los análisis de difracción de rayos X. Se tomaron las muestras en los distintos intervalos de profundidad para observar la mineralogía a lo largo del intervalo comprendido entre 12808'-12844'8" de profundidad. Para todas las muestras analizadas, se puede decir a modo general, que el contenido mineralógico es dominado por el mineral dolomita y cuarzo, a lo largo de los 36'8" de espesor de este estudio. También en algunas muestras se presentan los minerales calcita, microclino y rutilo.

La muestra de núcleo (1) de 12808' de profundidad (figura 23) presenta un contenido mineralógico caracterizado por el mineral dolomita, cuarzo y calcita.

Las muestras de núcleo (2) de 12810'2", (6) 12817'10" (figura 24), (10) 12820'9", (15) 12837'7" y (20) 12843' de profundidad exhiben solo los minerales dolomita y cuarzo.

La muestra de 12819' de profundidad presenta el mineral dolomita, cuarzo y microclino (figura 25).

Las muestras (12) 12823'2" y (13) 12831'4" (figura 26) presentan cuatro fases minerales que son la dolomita, calcita, cuarzo y rutilo.

Las muestras de núcleo (14) 12835'2" y (18) 12839'2" presentan los minerales dolomita, cuarzo y rutilo. A continuación se presentan los espectros de difracción de rayos X. En la tabla 2 se presentan los resultados del contenido mineralógico del Miembro O.

BOR 12 LF 12808

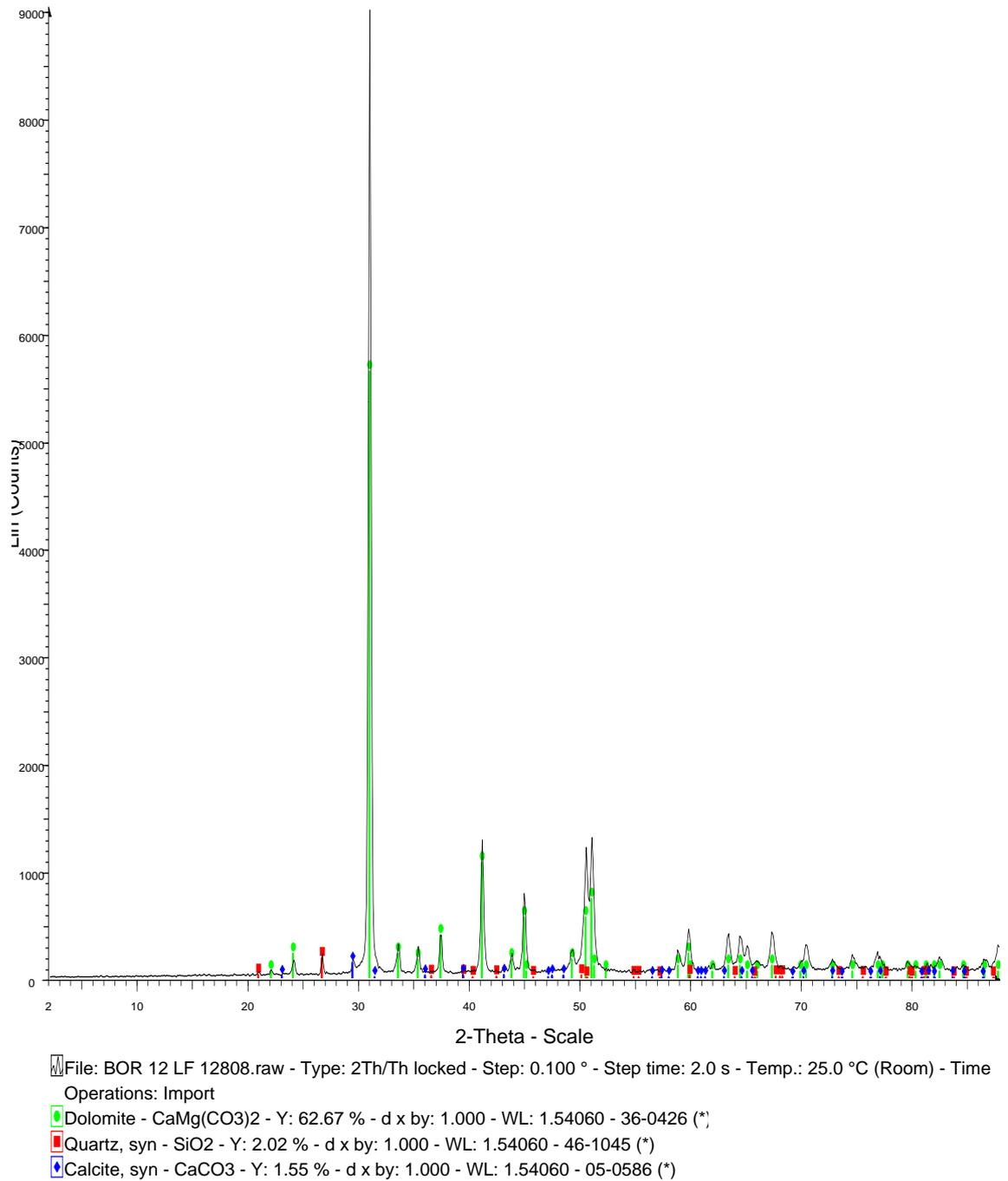
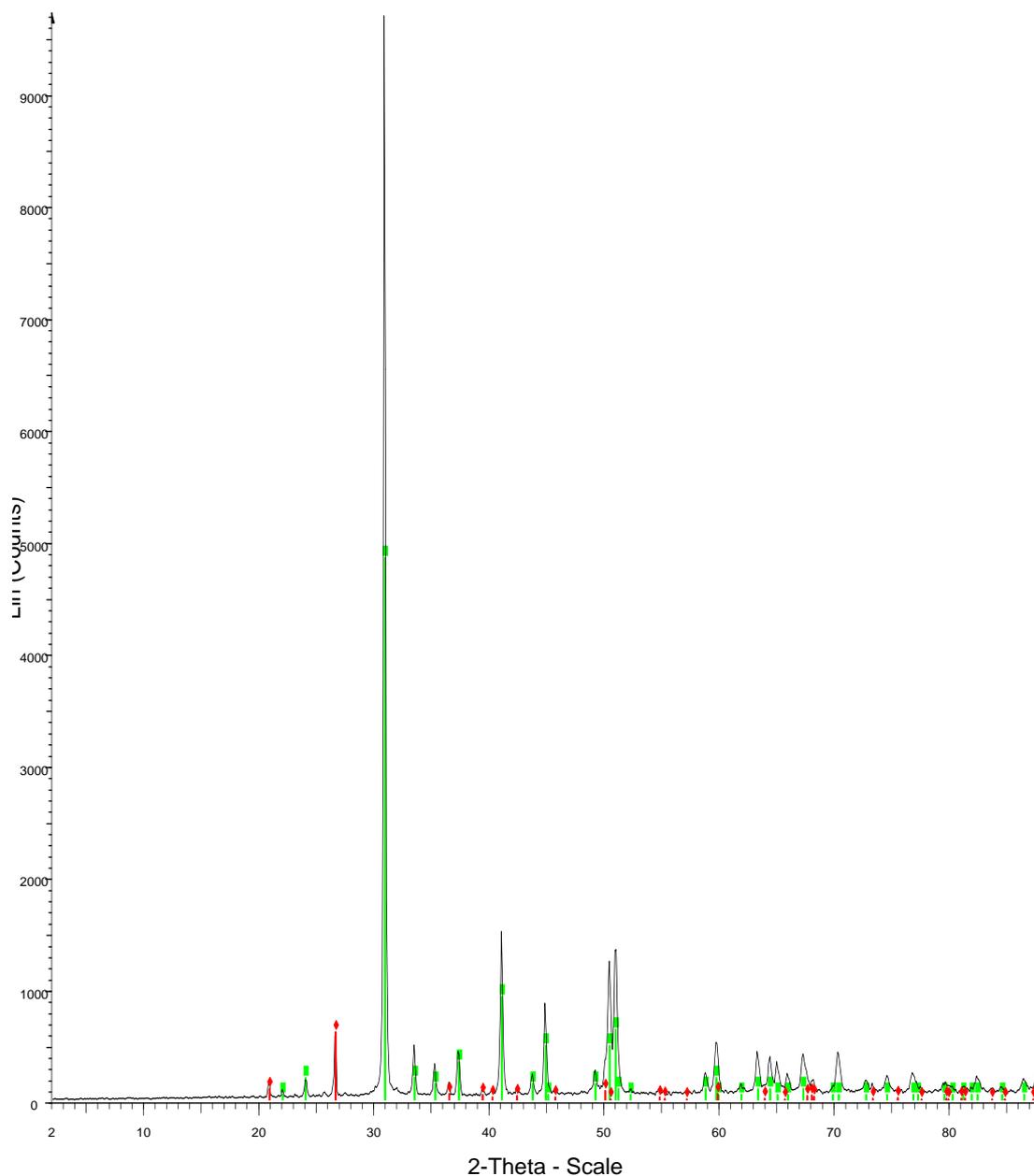


Figura 17., Espectro de difracción de rayos X de la muestra de 12808' de profundidad. El color de las líneas espectrales para la dolomita (verde), calcita (azul) y cuarzo (rojo).

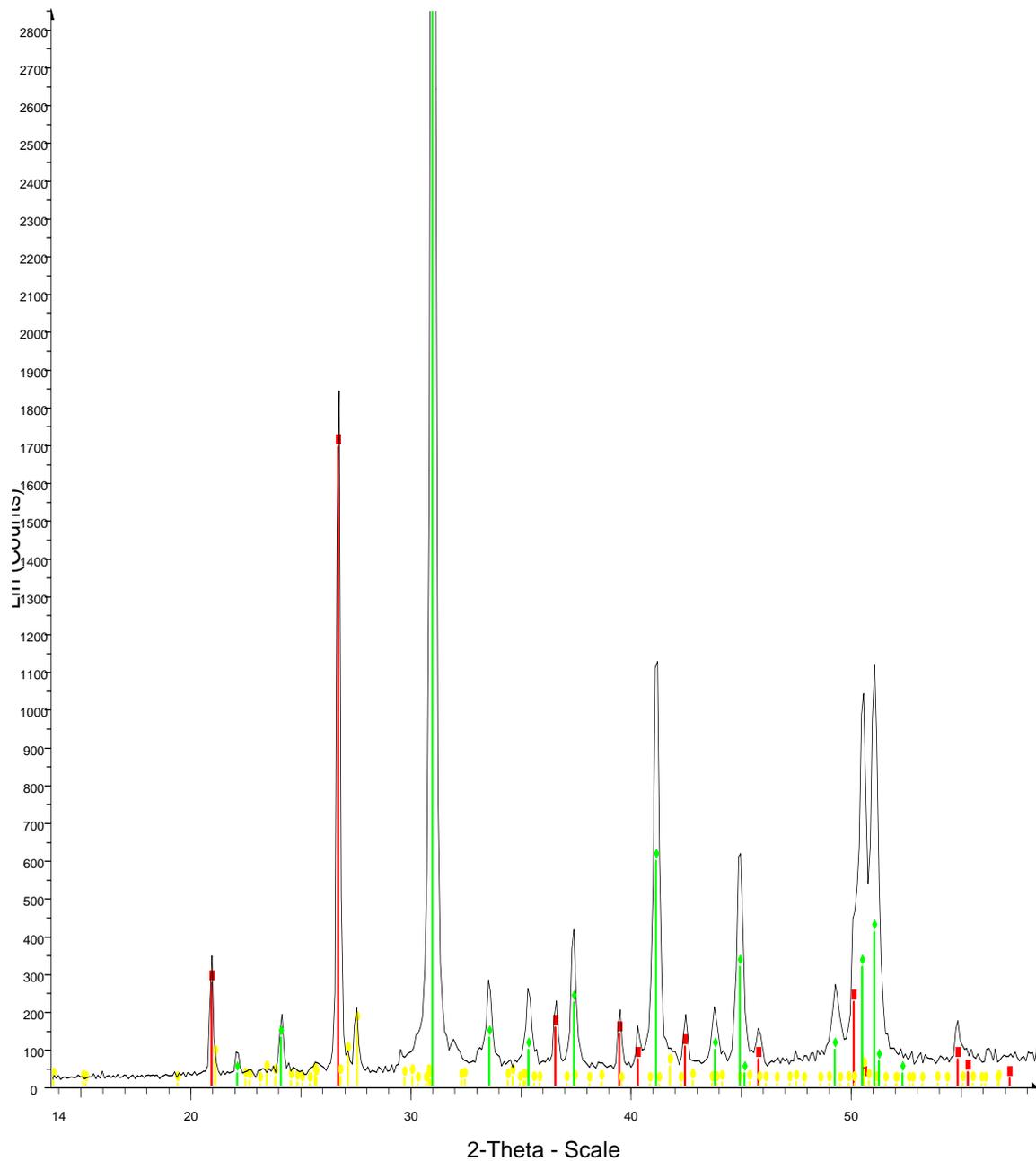
BOR 12 LF 12817 10



BOR 12 LF 12817 10 - File: BOR 12 LF 12817 10.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 88.000 °
Operations: Import
36-0426 (*) - Dolomite - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
46-1045 (*) - Quartz, syn - SiO_2 - Y: 6.25 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060

Figura 18., Espectro de difracción de rayos X de la muestra de 12817'10" de profundidad. El color de las líneas espectrales para la dolomita (verde) y cuarzo (rojo).

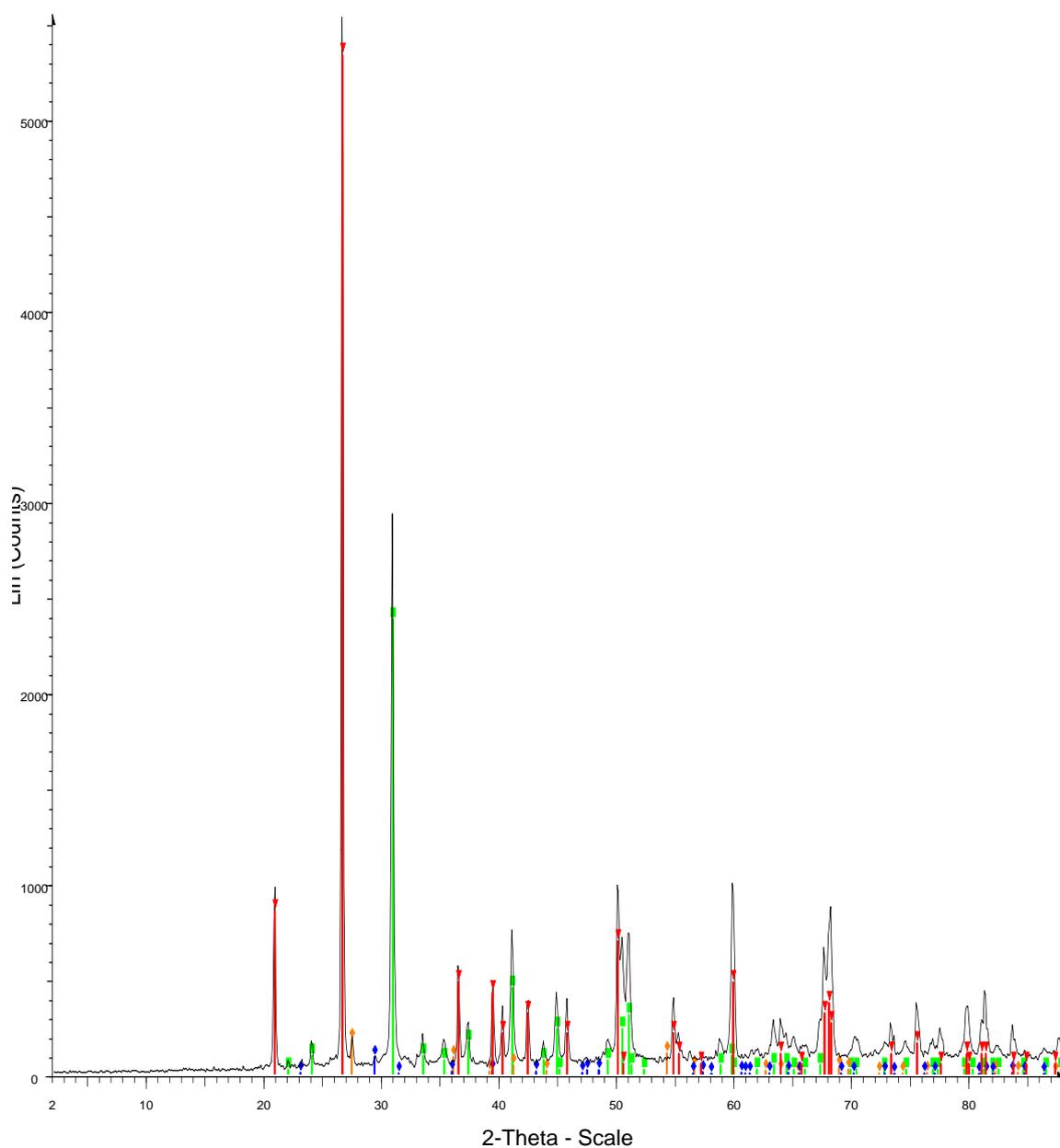
BOR 12 LF 12819



BOR 12 LF 12819 H - File: BOR 12 LF 12819 H.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 88.000 ° - λ : 1.54060
Operations: Import
36-0426 (*) - Dolomite - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ - Y: 50.00 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
46-1045 (*) - Quartz, syn - SiO_2 - Y: 27.08 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
19-0932 (I) - Microcline, intermediate - KAlSi_3O_8 - Y: 2.59 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060

Figura 19., Espectro de difracción de rayos X de la muestra de 12819' de profundidad. El color de las líneas espectrales para la dolomita (verde), cuarzo (rojo) y microclino (amarillo).

BOR 12 LF 12831 4



BOR 12 LF 12831 4 - File: BOR 12 LF 12831 4.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 88.000 ° - Step:
Operations: Import
46-1045 (*) - Quartz, syn - SiO₂ - Y: 96.37 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
36-0426 (*) - Dolomite - CaMg(CO₃)₂ - Y: 42.97 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
21-1276 (*) - Rutile, syn - TiO₂ - Y: 3.24 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
47-1743 (C) - Calcite - CaCO₃ - Y: 1.63 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060

Figura 20., Espectro de difracción de rayos X de la muestra de 12831'4" de profundidad. El color de las líneas espectrales para la dolomita (verde), calcita (azul), cuarzo (rojo) y rutilo (naranja).

6.3. Descripción de los análisis químicos (fase carbonática).

Para realizar los análisis químicos de las rocas provenientes del núcleo del pozo BOR 12X, se procesaron un total de 21 muestras. Del número total de muestras se procesaron ocho por quintuplicado. Los resultados de los elementos mayoritarios se expresaran en % del elemento y % de carbonato, los elementos minoritarios y trazas se expresaran en partes por millón (ppm), acompañados con su desviación estándar. En la tabla 3 se presentan los resultados para los elementos mayoritarios y en la tabla 4 los resultados para los elementos minoritarios y trazas. A continuación se presentan y se describen los resultados obtenidos:

Figura 21., Gráfico de concentración (% CaCO₃) Vs. profundidad.

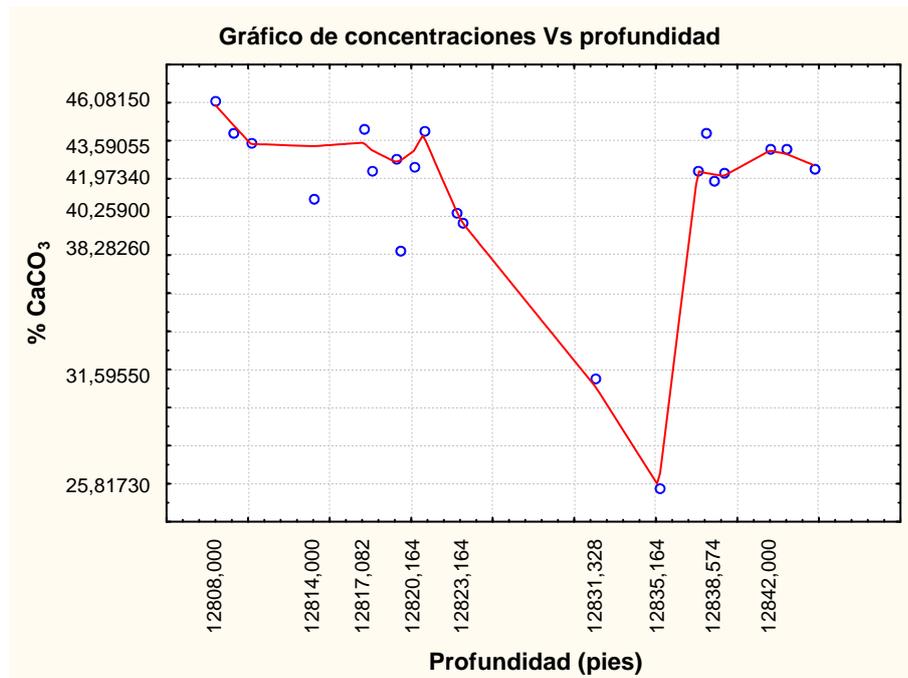


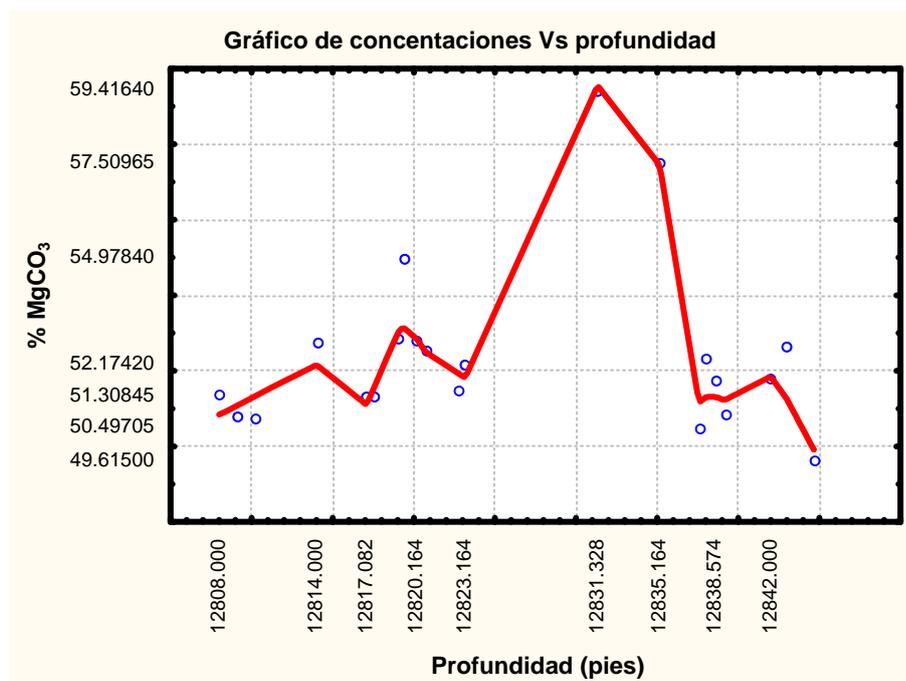
Tabla 3., Resultados de las concentraciones de los elementos mayoritarios en porcentaje de calcio y magnesio y porcentaje de carbonato.

Unidad de roca = Núcleo BOR 12X					
Muestra	Profundidad (pies)	Ca (%)	Mg (%)	CaCO3 (mol %)	MgCO3 (mol %)
1	12808'	18,43	14,69	46,08	51,4
2	12809'10"	17,78	14,52	44,45	50,81
3	12810'2"	17,58	14,50	43,95	50,74
4	12814'	16,39	15,07	40,97	52,76
5	12817'7"	17,86	14,66	44,66	51,32
6	12817'10"	16,96	14,66	42,4	51,31
7	12819'	17,22	15,10	43,04	52,85
8	12819'4"	15,31	15,71	38,28	54,98
9	12820'2"	17,04	15,09	42,6	52,81
10	12820'9"	17,80	15,02	44,5	52,56
11	12822'9"	16,10	14,71	40,26	51,49
12	12823'2"	15,88	14,91	39,7	52,17
13	12831'4"	12,64	16,98	31,6	59,42
14	12835'2"	10,33	16,43	25,82	57,51
15	12837'7"	16,99	14,43	42,47	50,5
16	12838'	17,79	14,95	44,48	52,34
17	12838'7"	16,79	14,79	41,97	51,75
18	12839'2"	16,92	14,53	42,29	50,85
19	12842'	17,44	14,81	43,59	51,83
20	12843'	17,46	15,05	43,64	52,68
21	12844'8"	15,68	15,56	42,57	49,62
	Promedio	16,49	15,05	41,4	52,46
	Desviación estándar	± 0,33	± 0.63	± 1,00	± 2,00

Calcio (Ca): se presentan en las muestras como un elemento mayoritario. El calcio se cálculo como % de Ca y % de CaCO₃ en las rocas del núcleo. Los valores del porcentaje de carbonato de calcio oscilan con un valor mínimo de 25,82 % y un máximo de 46,08 %. La media del total de las muestras tiene un valor de 41,40 % de CaCO₃. No se observa dependencia de los valores de concentración (% CaCO₃) con la profundidad, es decir no existe un aumento o disminución de las concentraciones a medida que aumenta o disminuye la profundidad. El valor de mayor concentración de carbonato de calcio se presenta en el tope de la secuencia (muestra 1 de 12808' de profundidad).

Las muestras de (13) 12831'4" y (14) 12835'2" de profundidad presentan los valores de menor concentración de 31,60 % y 25,82 % de CaCO₃ respectivamente. Estas muestras son intermedias dentro de la secuencia estudiada. Las muestras descritas anteriormente fueron tratadas por quintuplicado, observándose el mismo comportamiento en cuanto a sus respectivos valores de concentración. En la figura 28 se presenta un gráfico con las concentraciones de % CaCO₃ con respecto a la profundidad.

Figura 22., Gráfico de concentración (% MgCO₃) Vs. profundidad.



Magnesio (Mg): es un elemento mayoritario en las muestras de núcleo. El magnesio se calculo como porcentaje de magnesio y porcentaje de carbonato de magnesio. El % de $MgCO_3$ oscila con un valor mínimo y máximo de 49,62 % y 59,42 % respectivamente, la media del total de las muestras tiene un valor 52,46 % de $MgCO_3$. No se observa aumento o disminución en los valores de concentración (% $MgCO_3$) con respecto a la profundidad. La muestra (13) 12831'4" y (14) 12835'2" tienen la mayor concentración en porcentaje de $MgCO_3$ (59,42 y 57,51 %), éstas muestras son intermedias dentro de la secuencia estudiada. En la figura 29 se presenta un gráfico de las concentraciones de % $MgCO_3$ con respecto a la profundidad.

Figura 23., Gráfico de concentración de Fe (ppm) Vs. Profundidad.

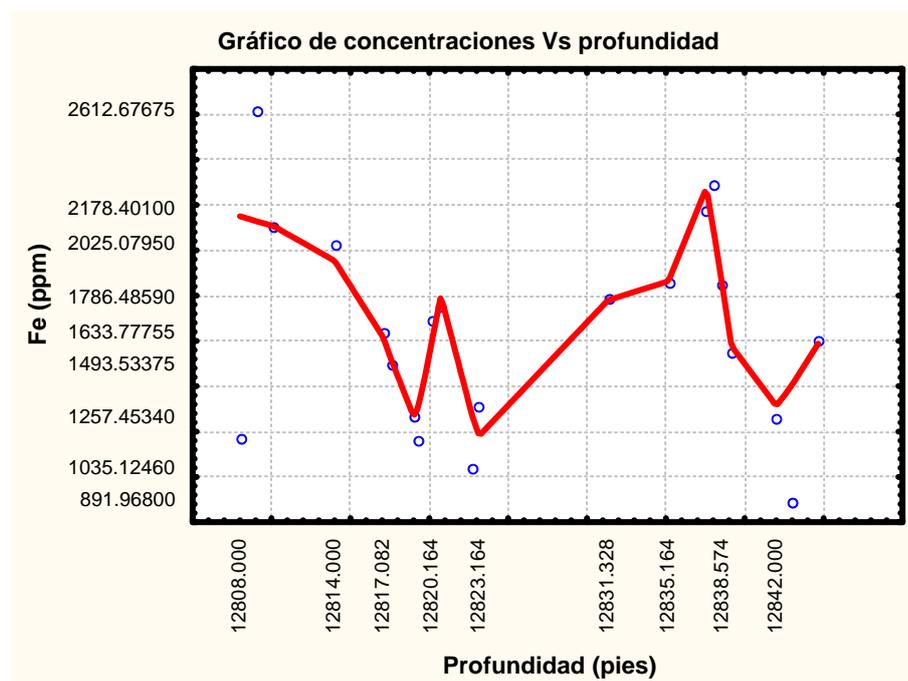


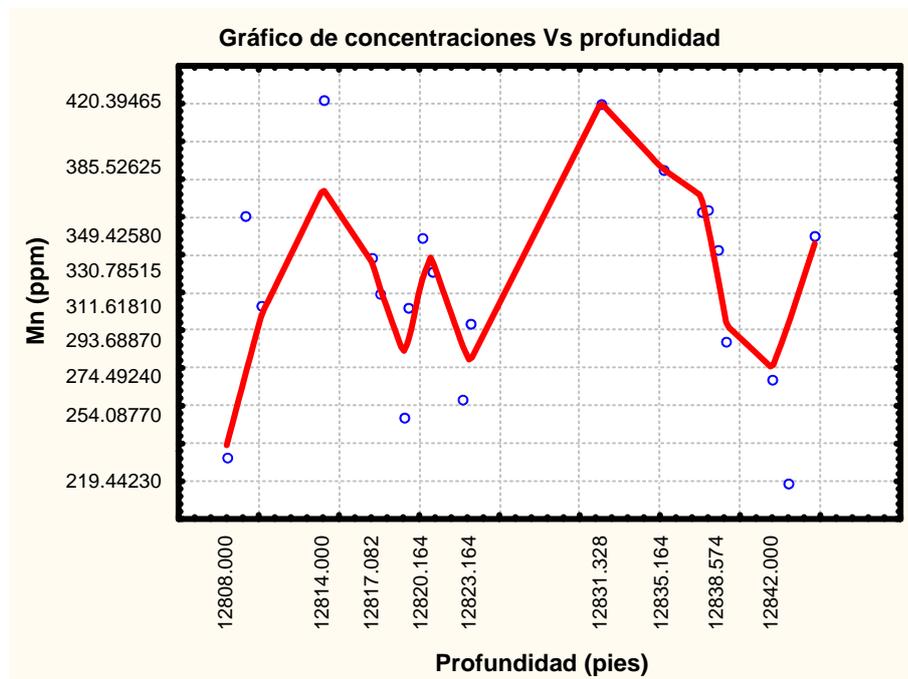
Tabla 4. Resultados de las concentraciones de los elementos minoritarios y trazas en partes por mil (ppm).

Unidad de roca = Núcleo BOR 12X								
Muestra	Profundidad (pies)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Na (ppm)	K (ppm)	Zn (ppm)
1	12808'	1166,91	233,12	165,23	147,09	93,41	114,7	79,42
2	12809'10"	2612,68	360,66	172,73	155,77	96,89	125,5	111,41
3	12810'2"	2105,03	312,66	170,01	150,48	97,86	183,24	151,62
4	12814'	2025,08	421,57	230,09	217,61	133,52	182,55	102,56
5	12817'7"	1633,78	338,93	179,14	171,44	94,68	154,04	70,93
6	12817'10"	1493,53	319,19	173,8	174,7	96,22	116,29	53,52
7	12819'	1268,97	254,09	194,25	185,64	113,69	511,11	66,25
8	12819'4"	1157,13	311,62	266,33	251,47	154,49	284,07	98,88
9	12820'2"	1685,91	349,43	229,37	223,47	120,63	178,65	99,4
10	12820'9"	1754,49	330,79	168,53	156,64	89,96	96,86	53,61
11	12822'9"	1035,12	263,77	207,54	193,93	115,88	259,78	69,94
12	12823'2"	1314,49	304,18	223,86	211,88	121,35	145,13	73,88
13	12831'4"	1786,49	420,39	337,13	334,18	192,25	691,04	110,53
14	12835'2"	1860,54	385,53	338,56	348,47	186,25	1109,23	128,94
15	12837'7"	2178,4	362,33	161,9	151,9	88,46	99,87	177,36
16	12838'	2291,76	364,22	170,69	160,99	92,26	118,96	103,63
17	12838'7"	1850,67	342,95	194,32	192,34	109,66	206,92	81,09
18	12839'2"	1552,01	293,69	174,71	167,09	105,05	170,75	85,1
19	12842'	1257,45	274,49	160,24	146,71	91,17	90,36	55,06
20	12843'	891,97	219,44	181,26	160,65	107,3	133,83	52,01
21	12844'8"	1600,12	349,64	245,88	235,16	137,23	173	112,03
	Promedio	1643,93	324,41	206,93	197,03	116,11	245,04	92,25
	Desviación estándar	±69,68	±17,95	±20,45	±21,63	±13,1	±51,4	±17,43

Hierro (Fe): es un elemento minoritario dentro de la secuencia de rocas en el núcleo. Las concentraciones oscilan entre un mínimo y un máximo de 892 y 2613 ppm respectivamente, la media del total de las muestras tiene un valor de 1644 ppm de Fe. La muestra (2) de 12809'2" de profundidad tiene la mayor concentración de hierro y la menor concentración se observa en la muestra (20) 12843' de profundidad. Se puede observar un aumento de las concentraciones de hierro en la parte más somera de la secuencia en el intervalo de 12809'10" (2) - 12814" (4), luego este disminuye progresivamente hasta la muestra (7) de 12819" de profundidad, esta disminución es de algunos cientos de ppm.

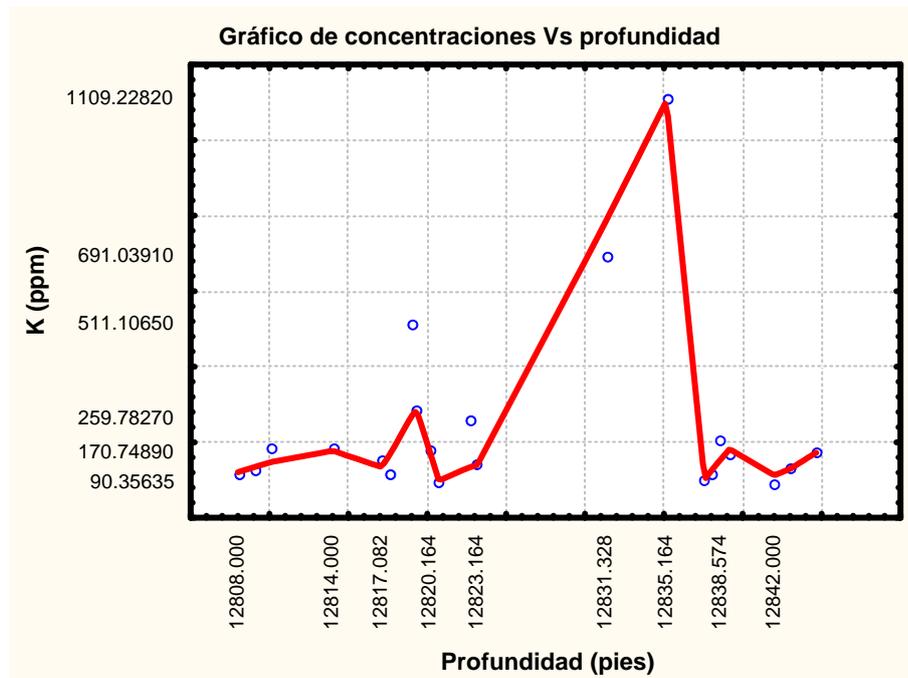
En el intervalo comprendido de 12831'4" (13) – 12838'7" (16) ocurre un aumento de hierro con respecto a las muestras que se encuentran por encima y debajo de este intervalo, este aumento es de algunos unos cientos de ppm de Fe. En la figura 30 se presenta un gráfico de concentraciones de hierro (ppm) con respecto a la profundidad.

Figura 24., Gráfico de concentración de Mn (ppm) Vs. profundidad.



Manganeso (Mn): se presenta en las muestras como un elemento traza. Las concentraciones oscilan desde un mínimo de 219 ppm y un máximo 422 ppm. La media total de las muestras es 324 ppm de Mn. No se observa un aumento o disminución con respecto a la profundidad, aunque los valores aumentan a partir de la muestra (2) 12809'2" de profundidad y se mantienen casi sin cambio a lo largo de la secuencia. Se puede decir a modo general que las concentraciones a lo largo de la secuencia oscilan muy cercanas al valor de la media (324 ppm). En la figura 31 se presenta un gráfico de concentraciones de Mn (ppm) versus la profundidad.

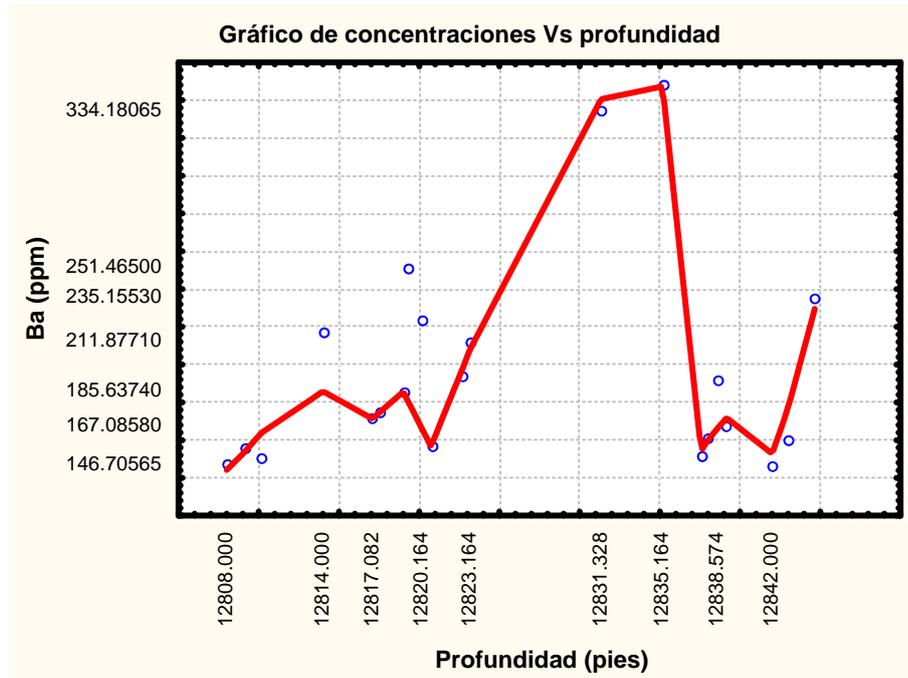
Figura 25., Gráfico de concentración de K (ppm) Vs. profundidad.



Potasio (K): es un elemento traza en las muestras de roca del pozo BOR 12X. Las concentraciones de este elemento tienen un mínimo de 90 ppm y un máximo de 1109 ppm. La media total de las muestras es 245 ppm de K. No hay incremento o disminución de las concentraciones de potasio respecto a la profundidad. Las mayores concentraciones de potasio se presentan en la muestra (13) de 12831'4" con 691 ppm y la muestra (14) de 12835'2" con 1109 ppm. En general, las concentraciones se mantienen de igual magnitud a lo largo de toda

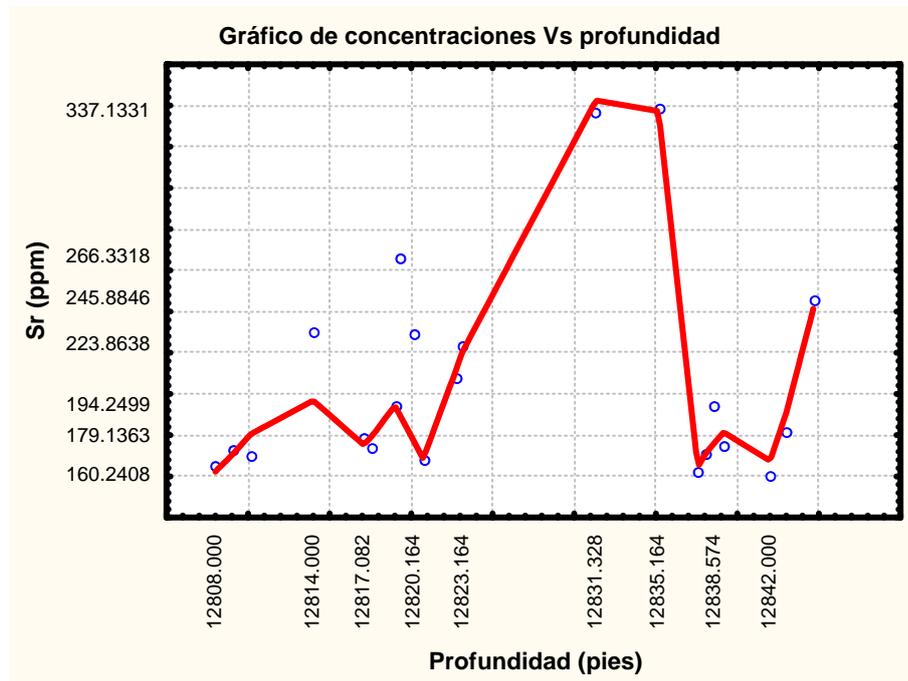
la secuencia, solo se produce un incremento en las muestras mencionadas anteriormente. En la figura 32 se presenta un gráfico de concentraciones de Potasio (ppm) con respecto a la profundidad.

Figura 26., Gráfico de concentración de Ba (ppm) Vs. profundidad.



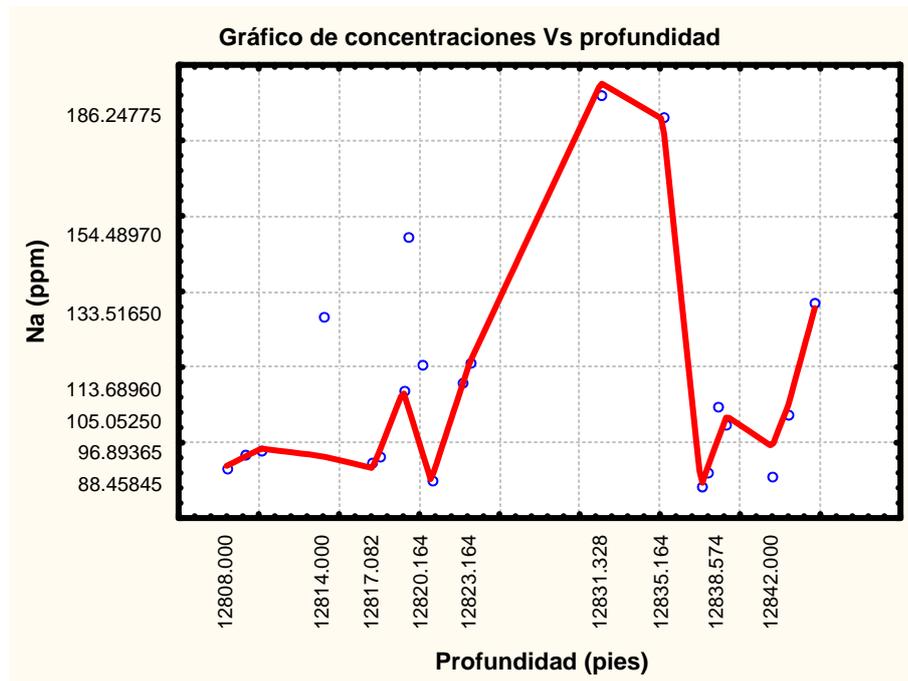
Bario (Ba): elemento traza en las muestras analizadas a lo largo de la secuencia estudiada. Las concentraciones tienen un mínimo y un máximo de 147 ppm y 349 ppm respectivamente. El valor de la media total es de 196 ppm de Ba. No se observa un aumento o disminución en las concentraciones de bario con respecto a la profundidad. Las mayores concentraciones son de 322 ppm y 349 ppm en las muestras 12831'4" (13) y 12835'2" (14) respectivamente. A lo largo de la secuencia las concentraciones se mantienen constantes, solo con un incremento en las muestras mencionadas anteriormente. En la figura 33 se presenta un gráfico donde se observan las concentraciones de Bario (ppm) con respecto a la profundidad.

Figura 27., Gráfico de concentración de Sr (ppm) Vs. profundidad.



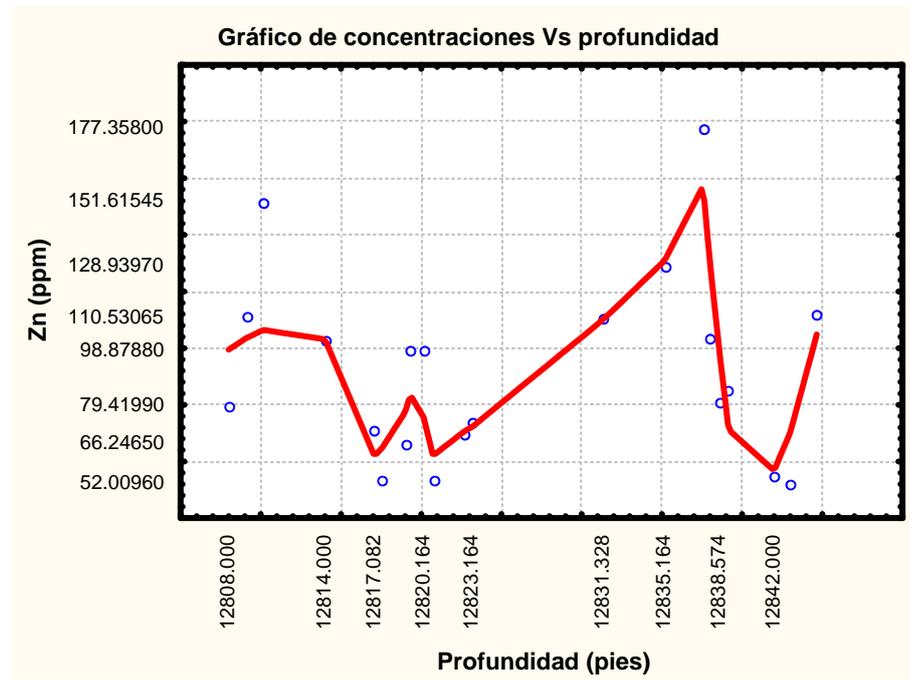
Estroncio (Sr): es un elemento traza en las muestras analizadas. Las concentraciones tienen un mínimo de 160 ppm y un máximo de 339 ppm. La concentración media total de las muestras es de 207 ppm de Sr. No se observa una dependencia en las concentraciones con respecto a la profundidad. Ocurre un incremento en las concentraciones con respecto al resto de las muestras; la muestra (13) 12831'4" de profundidad tiene una concentración de 337 ppm y la muestra (14) 12835'2" tiene una concentración de 339 ppm. En la figura 34 se presenta el gráfico de concentraciones de Estroncio (ppm) con respecto a la profundidad.

Figura 28., Gráfico de concentración de Na (ppm) Vs. profundidad.



Sodio (Na): Este elemento se encuentra en concentraciones a nivel traza. La concentración mínima de Sodio es de 89 ppm y la máxima es de 192 ppm. La concentración media total de las muestras es de 116 ppm de Na. No existe aumento o disminución en las concentraciones de este elemento con respecto a la profundidad. Las muestras de (13) 12831'4" y (14) 12835'2" muestran un incremento en la concentración de Sodio con respecto al universo de muestras, poseen unas concentraciones de 192 ppm y 186 ppm respectivamente. En la figura 35 se muestra un gráfico de las concentraciones de sodio (ppm) con respecto a la profundidad.

Figura 29., Gráfico de concentración de Zn (ppm) Vs. profundidad.



Cinc (Zn): es un elemento traza en las muestras analizadas. Las concentraciones oscilan entre un mínimo de 52 ppm hasta un máximo de 177 ppm. La media total de las muestras es de 92 ppm de Zn. No existe aumento o disminución en las concentraciones de este elemento con respecto a la profundidad. En el intervalo comprendido entre la muestra (13) 12831'4"- (16) 12838' las concentraciones de cinc se encuentran por encima de los 100 ppm con respecto a las muestras supra e infrayacentes a este intervalo. La muestra de (15) 12837'7" de profundidad tiene la mayor concentración (177,36 ppm) de todo el conjunto de mediciones de este elemento. En el figura 24 se puede observar el gráfico de concentraciones de Cinc con respecto a la profundidad.

6.4. Descripción del residuo insoluble (fase siliciclástica).

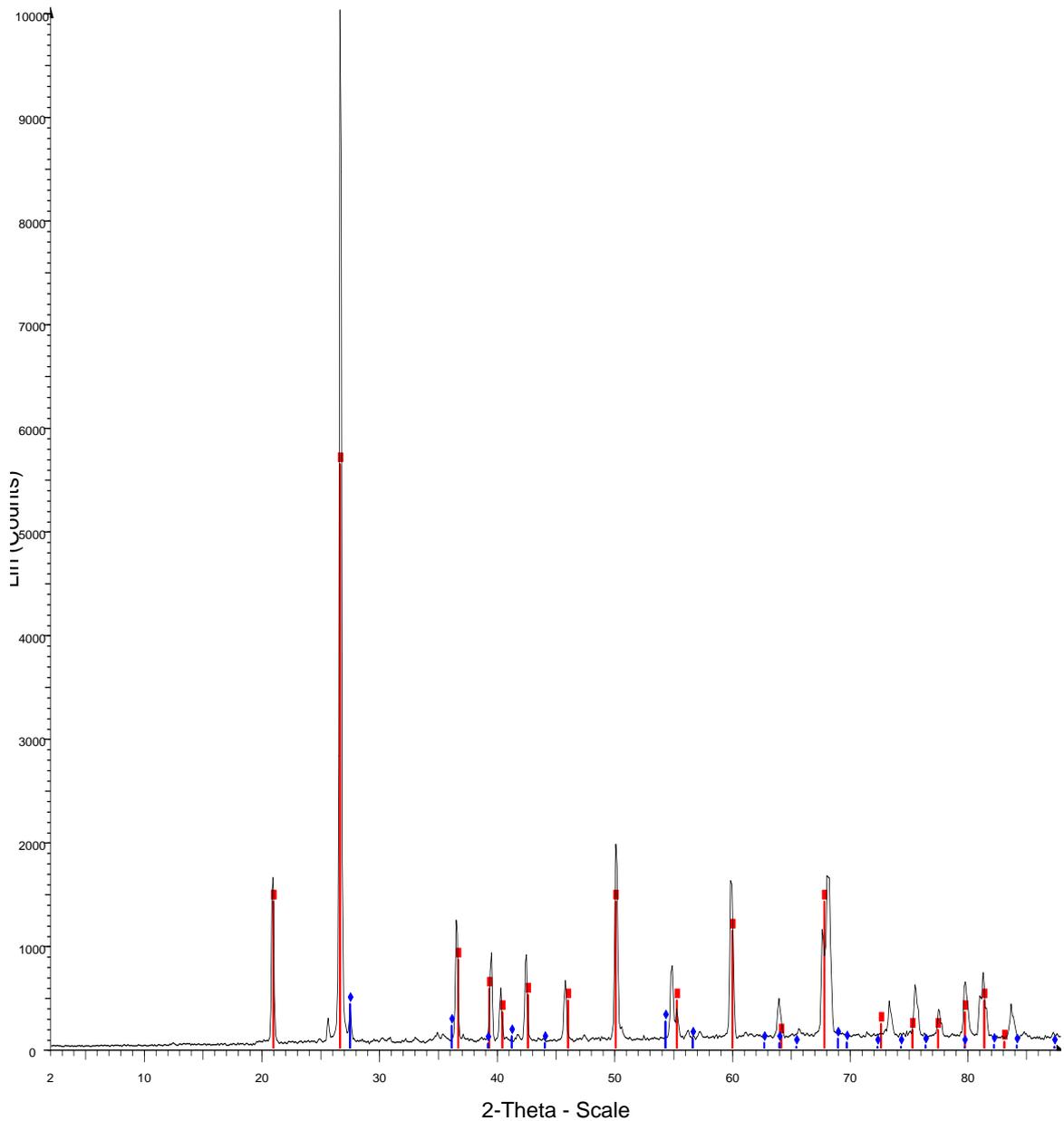
Las muestras de núcleo del Miembro O tienen dos fases: 1. La fase carbonatica: la cual se le realizo el análisis químico y 2. La fase siliciclastica: que pertenece al residuo insoluble presente cuando se realizo el tratamiento químico a la fase carbonatica. La fase siliciclástica no se le realizo ningún tratamiento químico pero se llevo a cabo la determinación de las fases minerales presentes en los residuos y en la muestra total por

medio de los análisis de difracción de rayos X (cuarzo, rutilo, microclino). De acuerdo a la cantidad de muestra total y el residuo insoluble que fue pesado se determinaron los porcentajes de residuos en las 21 muestras del Miembro O. En el figura 37 se presenta un espectro de los residuos recuperados de la muestra (13) de 12831'4" de profundidad (tratamiento por quintuplicado). A continuación se presenta una tabla 5 con los resultados obtenidos.

Muestra	Profundidad	% Residuo
1	12808'	3,46
2	12809'10"	5,07
3	12810'2"	4,94
4	12814'	3,94
5	12817'7"	15,56
6	12817'10"	9,71
7	12819'	20,52
8	12819'4"	19,27
9	12820'2"	27,94
10	12820'9"	9,52
11	12822'9"	23,22
12	12823'2"	25,00
13	12831'4"	55,33
14	12835'2"	51,90
15	12837'7"	10,35
16	12838'	7,12
17	12838'7"	16,10
18	12839'2"	9,77
19	12842'	6,42
20	12843'	3,71
21	12844'8"	5,99
	Promedio	15,95
	Desviación Estándar	±0,86

Tabla 8. Porcentaje de residuo en la muestra total analizada del Miembro O.

RESIDUO 12831 4



RESIDUO 12831 4 - File: RESIDUO 12831 4.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 88.000 ° - Step: 0.10
Operations: Import
01-0649 (D) - Quartz - SiO₂ - Y: 56.25 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
21-1276 (*) - Rutile, syn - TiO₂ - Y: 4.17 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060

Figura 30., Espectro de difracción de rayos X del residuo de la muestra de 12831'4'' de profundidad. El color de la línea espectral del cuarzo (rojo) y el rutilo (azul).

7. Discusión de resultados.

7.1. Contenido Mineralógico.

Las rocas del núcleo del Miembro O de la Formación Escandalosa según los análisis de difracción de rayos X se caracterizan a modo general por el mineral dolomita fase mineral principal de una roca dolomítica y el mineral cuarzo que es una fase mineral de clásticos terrígenos muy común.

Los análisis químicos confirman con los porcentajes de CaCO_3 y MgCO_3 pertenecen a una dolomita, también se presenta dentro de las fases minerales en la fracción carbonática el mineral calcita, el cual se encuentra en muy baja proporción y no es una fase que domina al sistema, es decir está subordinada frente a la dolomita. Los porcentajes de CaCO_3 en las muestras analizadas que contienen calcita son menores a los porcentajes de MgCO_3 en las muestras, lo que nos confirma esta hipótesis. Esta calcita presente son remanentes de carbonatos que no han sido dolomitizados completamente. La calcita se presenta en las muestras (1) 12808', (12) 12823'2'' y (13) 12831'4''.

El mineral cuarzo se origina en las secuencias carbonáticas producto de eventos de alta meteorización y erosión que son capaces de llevar y depositar sedimentos de este tipo en la línea de costa de fuentes circundantes al ambiente carbonático. El cuarzo y otros minerales terrígenos llegan al ambiente carbonático donde siempre hay influencia en menor o mayor proporción de estos. En el Miembro O este tipo de minerales se depositaron en la línea de costa durante eventos de alta meteorización y erosión en el escudo de Guayana, en general la penetración de clásticos silíceos inhibe los procesos de dolomitización.

Otro mineral que se presenta como accesorio en las dolomías es el rutilo, el cual está presente en las muestras (12) 12823'2'', (13) 12831'4'' y (14) 12835'2''. Estas muestras contienen los porcentajes de residuo más altos de 25 a 55 % (Tabla 8). Estos residuos sobre la

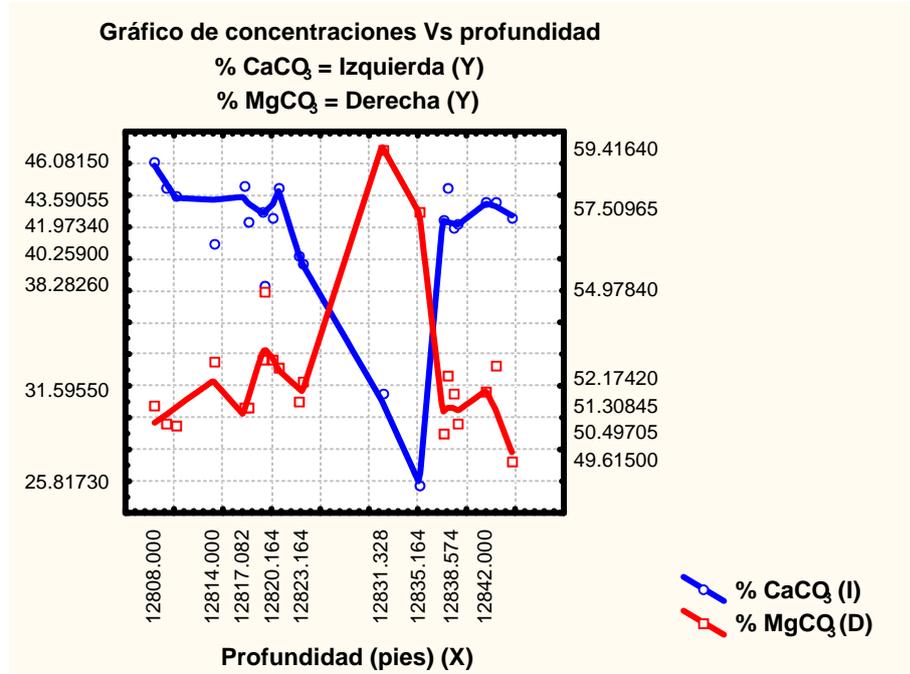
muestra total son cuarzo y rutilo según la información de que nos proporciona los análisis de difracción de rayos X.

Las muestras (12) y (13) contiene el mineral calcita. La calcita en estas muestras posiblemente es producto de que durante los eventos donde hubo mayor influencia de clásticos silíceos los procesos de dolomitización fueron más lentos y no se llevaron completamente en las secuencias carbonáticas presentes dejando esta calcita sin ser dolomitizada. Puede existir una excepción a esto ya que una secuencia carbonática no puede ser dolomitizada completamente producto de un cambio en las condiciones fisicoquímicas o cambio de la naturaleza de los fluidos dolomitizantes, esto posiblemente ocurrió en la muestra (1) de 12808', la cual tiene un porcentaje de residuo sobre la muestra total de apenas 3% (tabla 5) y contiene el mineral calcita.

La muestra (7) 12819' contienen los minerales dolomita y cuarzo, además del mineral microclino, este mineral es un feldespato que puede estar presente y es producto de la sedimentación durante los eventos de meteorización y erosión que se originaron en el escudo de Guayana. Esta muestra tiene un porcentaje de residuo sobre la muestra total de 20 % aproximadamente.

7.2. Geoquímica.

Figura 31., Gráfico de concentraciones en porcentajes de % CaCO₃ y % MgCO₃ con respecto a la profundidad.



Calcio (Ca) y Magnesio (Mg): La concentración de calcio y magnesio nos va a permitir describir la naturaleza de las dolomías presentes en el Miembro O. El porcentaje de CaCO₃ (promedio = 41,40 %) y de MgCO₃ (promedio = 52,46 %) lo que nos indica que las dolomías en estudio son del tipo magnesianas reportando un valor promedio en sus relaciones estequiométricas de Ca_{0.98} Mg_{1.02} (CO₃)₂ para el Miembro O (tabla 9). Las dolomías magnesianas según la literatura tiene valores próximos en sus relaciones estequiométricas de Ca_{0.96} Mg_{1.04} (CO₃)₂ (Warren 2000).

Las dolomías de este tipo nos indican que para el momento de su formación los fluidos dolomitizantes tenían altas concentraciones de magnesio, estos fluidos en general con alto magnesio son de diversos tipos, en el caso de las lagunas hipersalinas donde ocurre la precipitación de evaporitas (halita, yeso y anhidrita) además del aragonito se origina el incremento del Magnesio y aumento de la relación Mg/Ca. Otro tipo de fluidos es la mezcla agua meteorica-marina las cuales son soluciones subsaturadas en calcita pero sobresaturada

para la dolomita, esta interacción entre estos fluidos baja la concentración de SO_4^{-2} en el agua salada favoreciendo el proceso de reemplazo de la calcita o aragonito por la dolomita. También los precursores mineralógicos (calcita magnesiana) podrían aportar producto de su disolución alto contenido de magnesio, ya que si el reemplazo ocurre en la calcita magnesiana las posibilidades de que la concentración de magnesio sea más alta, es mayor que en una dolomía formada a partir de aragonito. También producto de la recristalización durante el soterramiento puede generarse una dolomita con mayor estequiometría y mayor magnesio, esto por que los procesos de dolomitización en profundidad pueden ocurrir con mayor efectividad que en la superficie.

Las dolomías de 12831'4" (13) y 12835'2" (14) son las que presentan menor estequiometría respecto a las otras muestras del núcleo. La muestra de 12831'4" de profundidad tiene un valor de $\text{Ca}_{0.63} \text{Mg}_{1.59} (\text{CO}_3)_2$ y la muestra de 12835'2" de profundidad tiene un valor de $\text{Ca}_{0.53} \text{Mg}_{1.89} (\text{CO}_3)_2$ (tabla 9). Las dolomías que tienen menor estequiometría, en general tienen mayores concentraciones de otros elementos, esto puede ser producto de la formación de una dolomita en superficie de forma muy desordenada con la presencia de fluidos con alto contenido de K, Na, Ba y Sr además del Mg, que en los estados tempranos de su formación y debido a las condiciones en superficie entraron en la estructura de la dolomita de forma menos ordenada, originando esta falta de estequiometría en estas muestras (tabla 6). Estas muestras tienen porcentajes de residuo de aproximadamente el 50-55% (Tabla 5). Los residuos de éstas según los análisis de difracción de rayos X tienen como mineral principal el cuarzo. Estas muestras se pueden denominar como una combinación de clásticos y carbonatos dolomitizados.

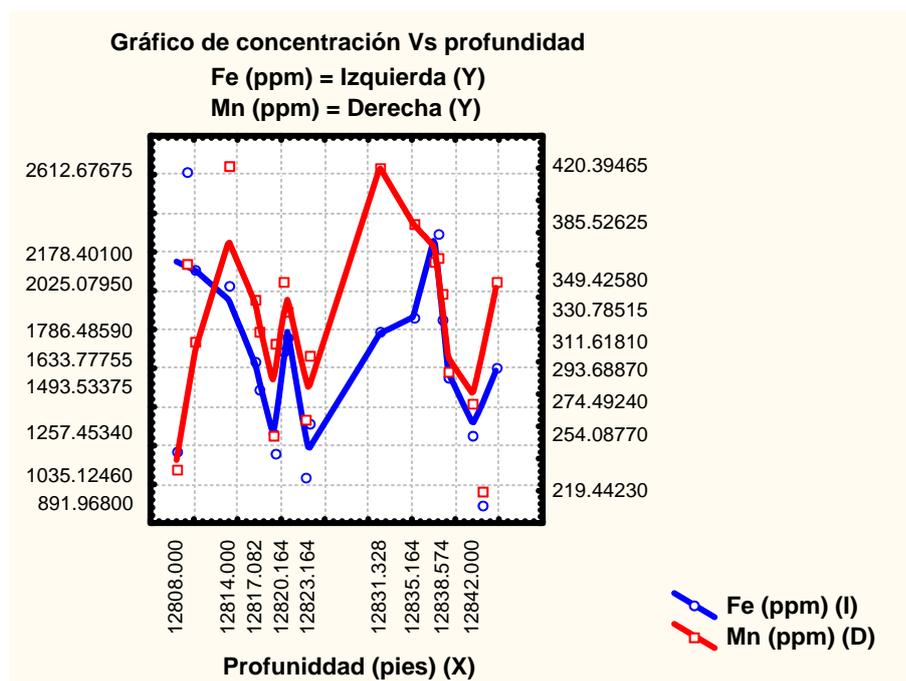
En la figura 38 se muestran las concentraciones en porcentajes de CaCO_3 y MgCO_3 con respecto a la profundidad. En este gráfico se puede observar el aumento de las concentraciones de magnesio con respecto al calcio en las distintas muestras analizadas, esto

evidencia las sustituciones que ocurren en la red cristalina de la dolomita, donde el magnesio sustituye al calcio en el carbonato.

Tabla 6., Relaciones Mg/Ca y Ca/Mg en las dolomías del Miembro O.

Relaciones Mg/Ca y Ca/Mg		
Profundidad	Mg/Ca	Ca/Mg
12808'	0,94	1,06
12809'10"	0,97	1,03
12810'2"	0,98	1,02
12814'	1,09	0,92
12817'7"	0,97	1,03
12817'10"	1,02	0,98
12819'	1,04	0,96
12819'4"	1,22	0,82
12820'2"	1,05	0,95
12820'9"	1,00	1,00
12822'9"	1,08	0,92
12823'2"	1,11	0,90
12831'4"	1,59	0,63
12835'2"	1,89	0,53
12837'7"	1,01	0,99
12838'	1,00	1,00
12838'7"	1,04	0,96
12839'2"	1,02	0,98
12842'	1,01	0,99
12843'	1,02	0,98
12844'8"	0,99	1,01
Promedio	1,02	0,98

Figura 32. Gráfico de concentraciones de Fe y Mn (ppm) Vs profundidad.



Hierro (Fe) y manganeso (Mn): las concentraciones de Hierro y Manganeseo en las dolomías del Miembro O en promedio son 1644 ppm y 324 ppm respectivamente. Según la literatura la concentración en equilibrio de Fe y Mn en calcita precipitada de agua de mar es de 2 a 39 ppm y 1 ppm respectivamente, para las dolomías formadas en agua de mar se tiene un rango similar de 3 a 50 ppm de Fe y 1 ppm de Mn (Veizer, 1983). El Fe y Mn tienden a incrementarse sucesivamente en los episodios de recristalización durante la diagénesis tardía (Tucker and Wright, 1990). Estos datos nos revelan que las dolomías formadas en superficie tienen muy bajas concentraciones de Fe y Mn y que estas tienden a incrementarse durante el soterramiento. Los mecanismos para que estos elementos incrementen en las dolomías tienen que ver con procesos durante la diagénesis tardía en el soterramiento profundo. Para las muestras del Miembro O las concentraciones de Hierro y Manganeseo comienzan aumentar desde la parte más somera de la secuencia.

La mayor concentración de hierro (2613 ppm) se halla en la muestra (2) a 12809'2" de profundidad justo en el tope de la secuencia, a modo general el hierro y el manganeso aumentan y disminuyen hasta cierto intervalo, luego sigue el mismo comportamiento hasta la

parte más profundidad de la secuencia, observándose que disminuye respecto al tope de la secuencia. Estos resultados sugieren que las dolomías del Miembro O están siendo afectadas por fluidos ricos en Fe y Mn que se están incorporando durante la recristalización de la dolomita bajo condiciones reductoras durante la diagénesis tardía. El mecanismo propuesto para la fuente de estos fluidos ricos en Fe y Mn es la expulsión de fluidos por compactación de arcillas. Este mecanismo nos indica que estos fluidos posiblemente provienen de las arcillas contenidas en el Miembro La Morita (Formación Navay) suprayacente al Miembro O, la cual está caracterizada por arcillas terrígenas como la caolinita e illita donde el aluminio en su estructura cristalina puede estar sustituido por Hierro y Manganeso además de contener agua intersticial. Estos minerales arcillosos pueden aportar agua, Fe y Mn que producto de la compactación durante el soterramiento pueden expulsar fluidos que pueden circular a través de las dolomías produciendo sustituciones y reordenamiento en el arreglo cristalino de la dolomita. En la figura 39 se puede observar un gráfico con las concentraciones de hierro (Fe) y manganeso (Mn) en partes por millón respecto a la profundidad, las curvas que presentan las concentraciones de estos elementos tienen un comportamiento similar lo que nos puede indicar que tienen una misma relación en cuanto a los eventos donde se originaron estos fluidos.

Sodio (Na), Bario (Ba), Estroncio (Sr), Potasio (K): Las concentraciones de sodio (Na), bario (Ba), estroncio (Sr) y potasio (K) en las dolomitas del Miembro O tienen en promedio 116 ppm, 197 ppm, 207 ppm y 245 ppm respectivamente. Estos elementos han sido incorporados en las dolomías del Miembro O durante la etapa de diagénesis temprana y han sufrido cambios producto de la purificación y recristalización durante la diagénesis tardía (reordenamiento cristalino de la dolomita).

Figura 33. Gráfico de correlación entre el Sodio (Na) y el Estroncio (Sr).

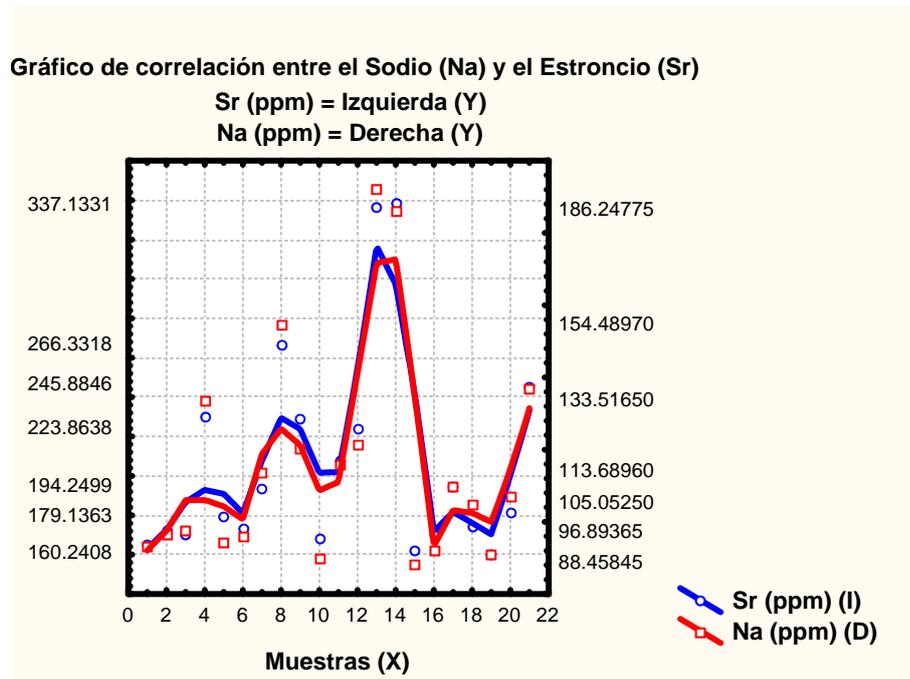
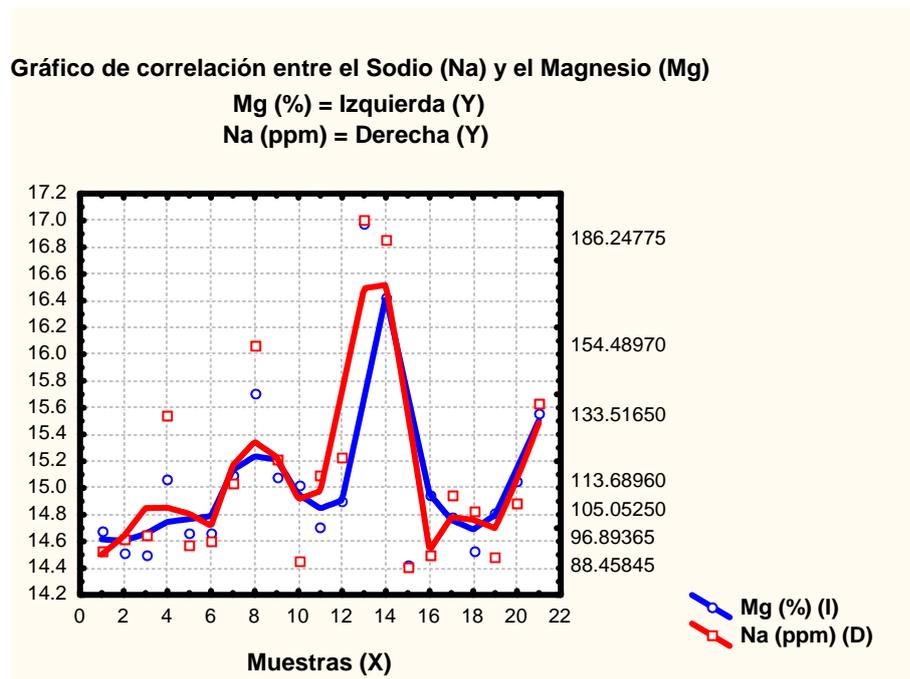


Figura 34. Gráfico de correlación entre el Sodio (Na) y el Magnesio (Mg).

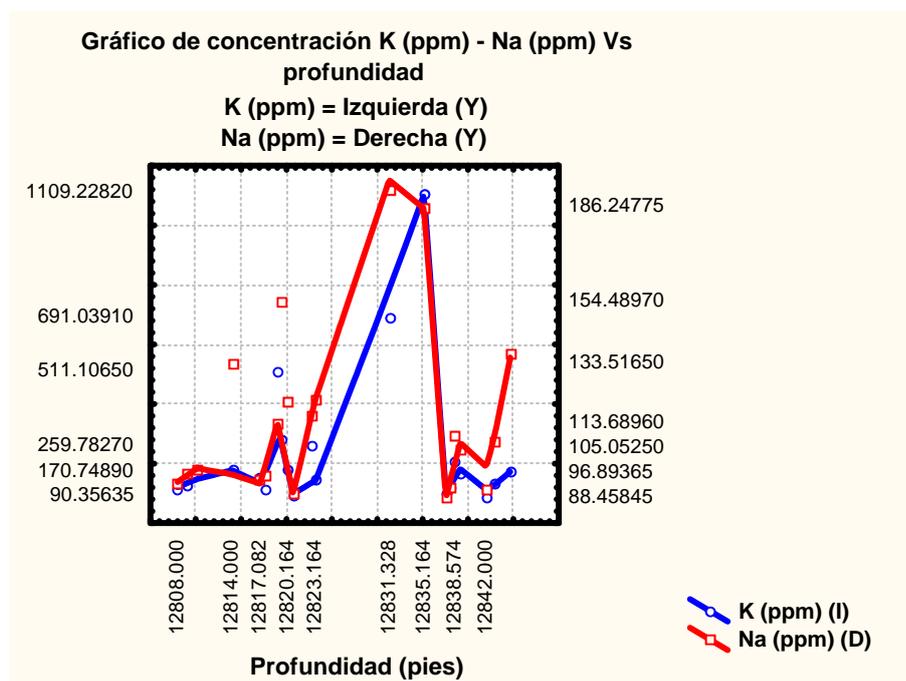


Sodio (Na): la concentración de sodio en dolomías formadas en ambientes hipersalinos tienen una concentración aproximada de 1030-5120 ppm (Land and Hoops, 1973; Mitchell et al., 1987), por otro lado, las dolomitas formadas en ambientes marinos normales, usualmente tienen de 110 a 160 ppm de Na (Veizer, 1983; Qing and Mountjoy, 1988). En la zona de

mezcla de agua meteórica y agua de mar las dolomías tienen concentraciones de unos varios cientos de ppm, mientras que en atolones del Pacífico las dolomías tienen concentraciones de 500-800 ppm (Rodgers et al., 1982). Las concentraciones en las dolomías del Miembro O entran el rango de las que se formaron en un ambiente marino superficial, aunque si éstas se formaron originalmente en un ambiente hipersalino tipo sabkha han sufrido pérdida de Sodio producto de la recristalización y purificación de las dolomías en el soterramiento durante la diagénesis tardía.

Para las dolomías formadas en ambientes marinos modernos de 5.5 Ma a 2 Ma se observan correlaciones entre el Na, Sr y el Mg que generalmente sustituyen al Ca en la estructura de la dolomita (Suzuki, 2006), si originalmente las dolomías del Miembro O se formaron en un ambiente marino superficial, éstas deben mostrar una huella geoquímica o relación de proporción de las sustituciones que ocurrieron en el momento de su formación, también tomando en cuenta que producto de la recristalización y purificación se van perder estos elementos, estos no van a salir de la estructura de forma desordenada y las sustituciones se van a llevar a cabo de forma que van a ser conservadas las proporciones y relaciones que originalmente tenían en el momento de su formación, permitiendo observar algún comportamiento de estos elementos en las muestras de estudio. En el gráfico 42 y 43 se puede observar la correlación que existe entre el Na-Sr y Na-Mg en la cual se evidencia la relación que existe entre las concentraciones de estos elementos que se incorporaron en la estructura de la dolomita durante la diagénesis temprana.

Figura 35. Gráfico de concentraciones de K y Na (ppm) Vs profundidad.



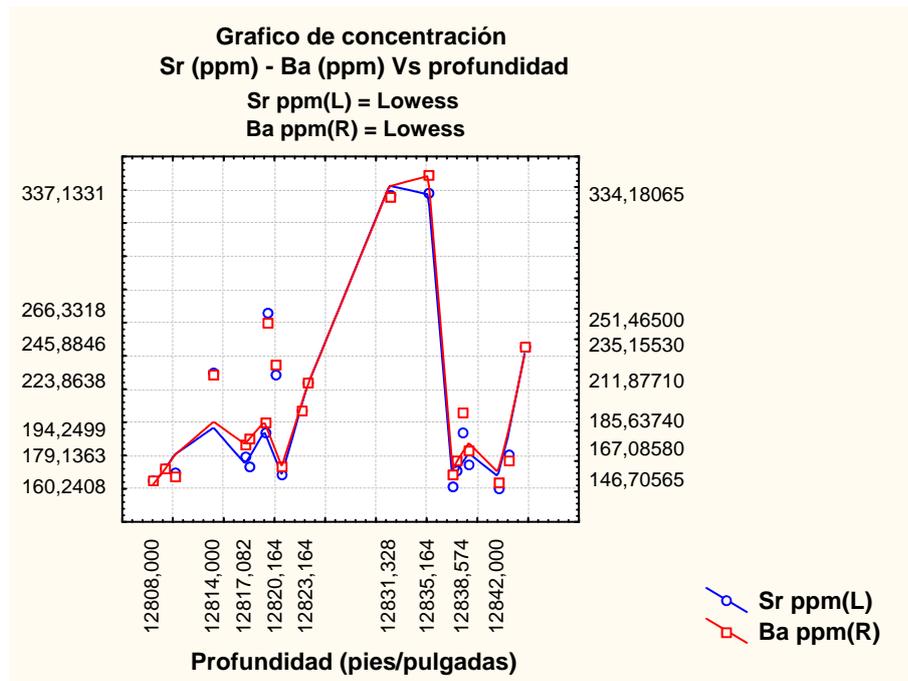
Potasio (K): las concentraciones de potasio en dolomías formadas en ambientes de lagunas hipersalinas y marinos no se halla en la bibliografía revisada. Las dolomías del Miembro O tienen una concentración promedio de 245 ppm. Este elemento tiene un comportamiento geoquímico muy similar al sodio (Na), además que estos dos elementos pueden estar presente en solución en el agua meteórica producto de la meteorización química de plagioclasas y feldespatos. También este elemento puede estar en concentraciones apreciables en el agua marina. Estos fluidos que contienen estos elementos pueden mezclarse con el agua marina y posteriormente serán los encargados de llevar a cabo los procesos de dolomitización en los carbonatos durante la diagénesis temprana.

En una de las muestras (12819' de profundidad) que se le determinó la mineralogía se encuentra presente el mineral microclino (16,9 % de K_2O) lo que nos indica que circundante al ambiente de sedimentación donde se formó la dolomía hubo una fuente de este mineral. En los ambientes carbonáticos pueden llegar clásticos terrígenos en episodios de alta meteorización y erosión, producto de estos procesos y de acuerdo al grado de meteorización pueden llegar clásticos terrígenos resistentes como el cuarzo y algunos feldespatos, así como

también producto de la meteorización química de los feldespatos y plagioclasas, elementos químicos en solución como el potasio y el sodio. También el agua marina puede ser una fuente de potasio (K) que tiene alrededor de un 0,4 % de K_2O (Rankama y Sahama, 1962).

Estas soluciones ricas en estos elementos van circulan a través de las secuencias carbonáticas y si se presentan las condiciones adecuadas ocurrirán los procesos de dolomitización y enriquecimiento de estos elementos químicos en las dolomías. En el grafico 45 se observan las concentraciones de K y Na versus su profundidad, en el grafico se observa el comportamiento similar de ambos elementos a través de la secuencia estudiada.

Figura 36. Gráfico de concentraciones de Ba y Sr (ppm) Vs profundidad.



Estroncio (Sr): Las concentraciones de estroncio en dolomías del Holoceno en ambientes hipersalinos tienen acerca de 500 a 700 ppm (Bein and Land, 1983; Land 1991). Para dolomías formadas en ambientes de agua marina normal pudiera tener una concentración en equilibrio de 470 a 550 ppm (Veizer, 1983). En un trabajo realizado en Egipto en dolomías del Cretácico que se formaron en ambientes hipersalinos los contenidos de estroncio son de 387 a 610 ppm (Wanas, 2002). El aragonito marino tiene una concentración de Sr

aproximado, de 8.000 a 10.000 ppm, pero al pasar a dolomita, tendrá una concentración de 500-600 ppm (Warren, 2000). La calcita marina con alto y bajo magnesio (Sr aproximado 1000-2000 ppm) pudiera formar dolomita con una concentración de Sr aproximado de 200-300 ppm (Warren, 2000).

Las dolomías del Miembro O tienen concentraciones que oscilan entre 160 ppm a 339 ppm, lo que nos indica que posiblemente estas dolomías tienen un origen en la superficie. Estas dolomías entran en el rango de unas formadas a partir del precursor mineralógico que puede ser calcita con alto magnesio, como ya se había mencionado anteriormente la alta concentración de magnesio nos indica que el precursor mineralógico es calcita con alto magnesio.

Si estas se originaron en un ambiente tipo laguna hipersalina o Sabkha es posible que producto de la recristalización y purificación durante el soterramiento profundo se haya perdido Sr producto de la sustitución de este y otros elementos por el hierro (Fe) y manganeso (Mn) en la estructura de la dolomita, ya que posiblemente fluidos ricos en Fe y Mn han sido expulsadas por lutitas terrígenas del Miembro la Morita suprayacente al Miembro O de la Formación Escandalosa.

Bario (Ba): las concentraciones de bario en dolomías en ambientes de lagunas hipersalinas y marinos no se encuentran en la literatura revisada, pero debido a sus propiedades químicas y su comportamiento geoquímico en los ambientes de sedimentación de carbonatos se puede asociar con el elemento estroncio. Estos dos elementos tienen radios atómicos similares y en general sustituyen al Ca en la estructura del aragonito que es un precursor mineralógico de la dolomita. La concentración de bario (Ba) en las dolomías del Miembro O tiene un valor promedio de 198 ppm valor muy similar que tiene el estroncio el cual es 207 ppm. Esto nos puede indicar que la fuente y la concentración de bario en las soluciones dolomitizantes son muy similares a las del estroncio, estos elementos se pueden originar producto de la

disolución de minerales como el aragonito por las aguas meteóricas en el ambiente carbonático. La disolución del precursor mineralógico (aragonito) va a incrementar la concentración de estos elementos en las soluciones, posteriormente estos fluidos serán las responsables de los procesos de dolomitización. En la figura 44 se presenta un gráfico con las concentraciones de Ba y Sr con respecto a la profundidad, en este se puede observar que ambos elementos tienen el mismo comportamiento indicando que posiblemente la fuente y los fluidos tengan un origen común.

Cinc (Zn): las concentraciones de cinc en dolomías del Neoproterozoico en Volta (oeste de África) formadas en ambientes áridos y con actividad microbial (bacterias sulfato reductoras) oscilan con un contenido aproximado de 22 a 120 ppm. Elementos sensibles a los cambios redox como el cinc nos pueden indicar de acuerdo a sus concentraciones condiciones anóxicas donde está ocurriendo degradación de materia orgánica llevada a cabo por bacterias sulfato-reductoras en el ambiente de sedimentación (Nédélec, 2007).

Las secuencias de dolomías del Neoproterozoico en la zona de Mirasol del Oeste (Mato Grosso, Brasil) tienen unas concentraciones de cinc 17 a 592 ppm. Estas dolomías según la evidencia petrográfica, geoquímica e isotópica se formaron durante la diagénesis temprana. Los elementos trazas entre ellos el cinc demuestran que la sedimentación ocurrió en condiciones anóxicas, dominada por la actividad de bacterias sulfato reductoras degradando materia orgánica (Font, 2006).

Las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa tienen unas concentraciones de cinc que oscilan entre 52 a 177 ppm, con una media total de 92 ppm de Zn. Se observa que las muestras (13) 12831'4" y (14) 12835'2" tienen unas concentraciones de cinc levemente mayores a la media del total de las muestras, estas como ya se ha mencionado son menos estequiométricas que el total de las muestras estudiadas y producto de estas características pueden poseer más cinc que las muestras con mayor estequiometría. Existe un valor de cinc

de 177 ppm para la muestra 12837'7'' (15) el cual no sigue un comportamiento similar a las muestras descritas anteriormente, ya que esta tiene mayor estequiometría y la concentración de cinc es alta. Esto puede ser producto posiblemente de un cambio leve en las condiciones de sedimentación o producto de un cambio en la actividad microbiana. Los valores de cinc en su estricto no nos van a permitir indicar que las dolomitas se formaron bajo condiciones redox específicas y en un ambiente donde hay actividad de bacterias sulfato reductoras, pero con estos valores tan similares a los que se presentan en estas investigaciones se podría especular unas condiciones de aridez en un ambiente tipo sakha con condiciones anóxicas y la actividad de bacterias sulfato reductoras en el ambiente de sedimentación. Para determinar con certeza si esto es cierto se tendría que determinar otros elementos sensibles a las condiciones redox como el vanadio, cadmio, cobre, cobalto y níquel.

7.3. Modelos de dolomitización.

La formación de las dolomías del Miembro O existen 5 modelos generalizados que pudieron haber interactuado durante la diagénesis temprana y diagénesis tardía, de los cinco modelos propuestos tres de ellos son modelos de dolomitización de diagénesis temprana y los dos restantes son durante la diagénesis tardía.

Los modelos de dolomitización de diagénesis temprana propuestos son: 1. Ambientes de sabkha y lagunas hipersalinas, 2. Modelo de flujo y reflujo de agua enriquecidas en magnesio, 3. Dolomitización por capilaridad. Ascenso de aguas en la zona vadosa debido a la evaporación. Las concentraciones de elementos trazas como el estroncio, bario, sodio y potasio y de acuerdo a la comparación de estos resultados con la literatura nos permite sostener esta posible hipótesis de estos modelos propuestos, esto debe sustentarse con otros estudios que deben realizarse a futuro.

Los modelos de dolomitización de diagénesis tardía propuestos son: 1. Dolomitización por la reacción entre las aguas intersticiales y las calizas a elevadas temperaturas y presiones,

2. Dolomitización en profundidad por compactación de arcillas y expulsión de fluidos ricos en magnesio. Las dolomías y calizas que se formaron originalmente en superficie cuando son soterradas van a sufrir cambios producto de la temperatura y presión a las que son sometidas durante el soterramiento. En las dolomías ocurren procesos de recristalización y purificación producto de la interacción de estos fluidos con las rocas, a modo general estos fluidos son expulsados por arcillas y pueden contener elementos químicos como el magnesio, hierro y manganeso, generalmente los elementos químicos contenidos en estos fluidos van a depender de la naturaleza de las arcillas presentes. Las concentraciones de magnesio, hierro y manganeso nos pueden llevar a pensar que posiblemente estos dos modelos están actuando en las dolomías del Miembro O.

También se puede proponer un sexto modelo según los resultados obtenidos para las concentraciones de Zn. Este es el modelo de dolomitización por bacterias sulfato-reductoras pero no como modelo generalizado y determinante para la formación de estas dolomías sino como modelo anexo al conjunto de los restantes modelos propuestos para estas rocas. Todos estos modelos en el ambiente carbonático van actuar en conjunto y uno solo aislado no va a generar grandes volúmenes de dolomías como los observados en este y otros estudios sobre el mismo tema. Esto está sustentado con los resultados obtenidos y la comparación de estos con otros estudios de este tipo.

8. Conclusiones.

- La mineralogía del Miembro O está caracterizada por el mineral dolomita como fase dominante del sistema, también se encuentra calcita subordinada, así como clásticos terrígenos como el cuarzo, microclino y rutilo. En los ambientes carbonáticos se pueden presentar clásticos terrígenos producto de episodios de alta meteorización y erosión en zonas adyacentes.

- Las dolomías del Miembro O son del tipo magnesianas, estas tienen un mayor contenido de carbonato de magnesio respecto al carbonato de calcio. Este aumento de magnesio en las dolomías se debe posiblemente a varias causas, tanto en la superficie como en el soterramiento. En la superficie puede estar asociado al precursor mineralógico de las dolomías que posiblemente sea calcita magnésiana, también los fluidos dolomitizantes como la mezcla de agua meteórica-agua salada tienen altas relaciones Mg/Ca. Durante el soterramiento ocurre un reordenamiento cristalino más específico de la sustitución del magnesio por el calcio y de otros elementos como el Na, K, Sr y Ba, esto puede ocasionar que el magnesio aumente con la presencia de fluidos ricos en este elemento.
- Los elementos K, Na, Sr y Ba son elementos presentes en los precursores mineralógicos (calcita o aragonito), estos minerales se forman en la superficie producto de la actividad biogénica. Producto de los procesos de disolución de estos minerales los fluidos se van a enriquecer en estos elementos y posteriormente van a dolomitizar las secuencias carbonáticas dentro del ambiente sedimentario incrementando las concentraciones en las dolomías. Las concentraciones de estos elementos en las dolomías del Miembro O nos indican que posiblemente se formaron en superficie en un ambiente tipo sabkha.
- Las altas concentraciones de Fe y Mn en las dolomías del Miembro O nos indican que en estas actualmente están ocurriendo procesos de purificación y reordenamiento cristalino, esto posiblemente producto de la expulsión de fluidos por compactación de arcillas que contienen soluciones ricas en Fe y Mn provenientes del Miembro La Morita suprayacente al Miembro O, la cual está caracterizada por arcillas terrígenas.
- El contenido de Zn en las dolomías del Miembro O nos indican que posiblemente hubo la presencia de micro ambientes bajo condiciones rédox con bajos contenidos de

oxígeno producto de la actividad de bacterias sulfato reductoras. Esta actividad no pueden ser descartada en estos ambientes donde se forman dolomías en superficie, ya que en ambientes actuales del Holoceno de lagunas hipersalinas se presenta este tipo de actividad protagonizada por las bacterias sulfato-reductoras.

- Como conclusión general la formación de dolomita y dolomía es un evento donde se encuentran implicados muchos procesos y se han propuesto diversos modelos que en conjunto nos pueden llevar a tener una idea sobre la formación de dolomitas y dolomías. El proceso de dolomitización no puede verse de forma aislada en el ambiente sedimentario, ni una sola evidencia ya sea geológica, geoquímica o química nos va a permitir determinar con certeza los eventos que nos llevaron a la formación de estas rocas. Para la formación de dolomía influyen muchos factores tales como variaciones climáticas, tectónicas, actividad biológica, grado de meteorización, precursores mineralógicos, cambios durante la diagenesis temprana y tardía, presencia y naturaleza de los fluidos dolomitizantes. No podemos solamente fijar nuestra atención a un elemento químico o un valor numérico para llegar a posibles hipótesis en cuanto al origen de formación de este tipo de minerales y rocas, es necesario tener el máximo de información posible y aun así podemos entrar en la especulación ya que el problema de la dolomía es complejo.

9. Recomendaciones.

- Determinar la concentración de los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas en el resto de la sección de núcleo restante de aproximadamente 40 a 60 pies de espesor de las dolomías del Miembro O, para así tener la caracterización geoquímica del núcleo completo.
- Realizar secciones finas de las muestras del Miembro O para caracterizar a las dolomitas de acuerdo a la morfología de los cristales y porosidades presentes.

- Realizar la determinación del contenido de isotopos estables de Oxigeno (^{16}O - ^{18}O) en las dolomías del Miembro O. Con esta información en conjunto con las concentraciones de los elementos mayoritarios, minoritarios y trazas se puede indicar con certeza si estas se formaron en la superficie durante la etapa de diagénesis temprana en un ambiente tipo sabkha.

10. Bibliografía.

- BADIOZAMANI, K. (1973).** The dorag dolomitization model-application to the middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sedim. Petrol.* V. 43, N° 4. p. 965-984.
- BARONE, W.E. (1976).** Depositional Environment and Diagenesis of the Lower San Andres Formation. M.S. thesis, Texas Tech Univ. p. 93.
- BEIN, A. & LAND, L.S., (1983).** Carbonate sedimentation and diagenesis associated with Mg–Ca–chlorite brines; the Permian San Andres Formation in the Texas Panhandle. *J. Sediment. Petrol.* 53, 243– 260.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C. (1972).** *Origen of Sedimentary Rocks:* Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall. p. 634.
- BOGGS, S., (1992).** *Petrology of Sedimentary Rocks.* Mcmillan Publishing Company. pp 484-499.
- BOGGS, S., (1995).** *Principles of Sedimentology and stratigrafy.* Prentice Hall. p. 774.
- BUDD, D.A., (1997).** Cenozoic dolomite of carbonate islands: their attributes and the origin. *Earth Sci. Rev.* 42, 1 – 47.
- CONTRERAS, M. (2004).** Caracterización petrofísica para la identificación de petrofacies y extrapolación del modelo a través de redes neurales en los miembros “O” y “P” de la formación Escandalosa. Mem. XIII Congreso Venezolano de Geofísica: 182-185. Sociedad Venezolana de Geofísica, Caracas.
- CHOQUETTE, P. W. & PRAY, L. C. (1972).** Geologic nomenclature and classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. AAPG Reprint Series N 5. P. 154-197.
- DAVIES, G. (1979).** Dolomite reservoir rocks: Processes, controls, porosity development. En: *Geology of carbonate porosity.* Short course. AAPG. Houston. EUA.
- DE TONI, B., D. LOURERIO, C. MÁRQUEZ Y B. COLLETA. (1994).** Eventos tectónicos en la Cuenca de Barinas-Apure. Memoria del V Simposio Bolivariano de

Exploración Petrolera en las Cuencas subandinas. Puerto La Cruz. Marzo 1994. pp. 311-313.

DEFNEYES, K.S.; LUCIA, F.J. & WEYL, P.K. (1965). Dolomitization of Recent and Pliocene Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire Netherlands, Antilles. En: Dolomitization and Limestone Diagenesis. (Ed: L.C. Pray y r.c. Murray). Soc. of Econ. Paleontologist and Mineralogist. Spec. Pub. 13, p. 71-87.

DUNHAM, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Classification of Carbonate Rocks. Memoir 1. AAPG. p. 108-121.

FEO-CODECICO G., (1972). Contribución a la Estratigrafía de la Cuenca de Barinas-Apure. Cuarto Congreso Geológico Venezolano. Tomo II. Bol-geol. Pub. Esp. N°5, pp 773-795.

FONT, E., (2006). Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): An alternative model for Marinoan cap dolostone formation. Earth and Planetary Science Letters. Vol. 250. pp 89-103.

FOLK, R. L. (1962). Spectral subdivisión of limestone types: En : Clasificación of Carbonate Rocks (Ed: por W.E. Ham), AAPG Memoir 1, p. 62-84.

FOLK, R. L. y LAND, S.L. (1975). Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. AAPG. 59. P. 60-68.

GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE, J.M. & PICARD, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves, (Caracas).

GRATEROL., I., (2005). Interpretación sísmico-estructural y estratigrafía de los campos Caípe, Torunos y Obispo, en la Cuenca de Barinas. Trabajo especial de grado. UCV. Facultad de ingeniería. Escuela de Geología.

HARDIE, L.A. (1987). Dolomitización: A critical view of some current views. J. Sedim. Petrol. V. 57, p. 166-183.

- HSÜ, K.J. (1967).** Chemistry of Dolomite Formation. Elsevier Dev Sediment. pp169-191.
- HSÜ, K.J. y SCHNEIDER, J. (1973).** Progress report on dolomitization hydrology of Abu Dhabi Sabkhas, Arabian Gulf. En: The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. (Ed: B.H. Purser. Springer Verlag. p. 471.
- JACKA, A. D. y FRANCO, L.A. (1975).** Deposition and diagenesis of Permian evaporites, and associated carbonates and clastics on shelf areas of the Permian Basin. 4th Symposium on Salt. Cleveland, Ohio, Northern Ohio Geological Society, p. 67-89.
- KIRMACI, Z.M., (2005).** Origin of dolomite in the Late Cretaceous–Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey. Sedimentary Geology. Vol. 181. pp 39-57.
- KUPECZ, J.; L. FIGUEROA.; R. AQUINO, E.; HERNÁNDEZ, M. PÉREZ.; M. PIETRO.; R. SALAZAR., Y D. J. HARTMANN. (2000).** Characterization and Reservoir Quality Assessment of a Mixed Carbonate-Siliciclastic Reservoir: Cretaceous Scandalise Formación, “O” Member, Barinas-Apure Basin, Venezuela. AAPG Annual Convection. Vol. 9, Pag. A82. New Orleans, Louisiana, U. S. A.
- LAND, L.S., (1991).** Dolomitization of the Hope Gate Formation (north Jamaica) by seawater: reassessment of mixing zone dolomite. In: Taylor, H.P., O’Neil, J.R., Kaplan, I.R. (Eds.), Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein, Geochem. Soc. Spec. Publ., vol. 3, pp. 121– 133.
- LAND, L.S. (1985).** The origin of massive dolomite. J. Geol. Educ. V 33, p. 112-125.
- LAND, L.S., HOOPS. G.K., (1973).** Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. J. Sediment. Petrol. 43. pp 614-617.
- LARSEN, G. y CHILINGAR, G. V. (1979).** Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. Elsevier. 579 p.

- LUCIA, F.J. (1972).** Recognition of evaporite-carbonate shoreline deposition. En: Recognition of Ancient Sedimentary Enviroments. Ed: J.K. Rigby y W.K. Hamblin. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 16., p. 160-191.
- MAKENZIE, J.A., HSU, K.J. Y SCHNEIDER, J.F. (1980).** Movement of subsurface waters under the sabhka, Abu Dhabi, U.A.E. & its relation to eveporite denesis. En: Concepts and models of dolomitization. Ed: D.H.
- MALDONADO, L. (2004).** Modelo Sedimentológico de los Yacimientos “O” y “P” de la Formación Escandalosa, Trampa Bejucal-2e, Cuenca Barinas-Apure. Mem. XIII Congreso Venezolano de Geofísica: 182-188. Sociedad Venezolana de Geofísica, Caracas.
- MÉNDEZ B., J. (2002).** Caracterización sedimentológica del Miembro “O” en el área de Borburata. Informe interno de PDVSA. Distrito Sur. Barinas.
- MÉNDEZ B., J. (2007).** Sabkhas, dolomitas y facturas en el miembro O de la Formación Escandalosa. Barinas. XI Congreso Geológico Venezolano, Caracas.
- MÉNDEZ B., J., (2007).** Libro de Carbonatos Sedimentarios. En imprenta, Volumen 1, Págs. 128-136. Instituto de Ciencias de la Tierra. Universidad Central de Venezuela.
- MITCHEL, J.T.; LAND, L.S. & MISER, D.E., (1987).** Modern marine dolomite cement in a north Jamaican fringing reef. *Geology* 15,557– 560.
- MILLIMAN, J. D. (1974).** Marine Carbonates. Springer-Verlag. P. 375.
- MONTOYA, N. Y J. MENDEZ B., (2005).** NMR Applications of the determination of sedimentary facies and porosity systems in carbonate core plug simples. Society of Petroleum Engineers. Offshore Europe 2005. Aberdeen, Scootland, U.K.
- NÉDÉLEC, A., (2007).** Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): A record of microbial activity in a peritidal environment. *C. R. Geoscience*. Vol. 339. pp 223-239.

- QING, H. & MOUNTJOY, E.W., (1988).** Multistage dolomitization in rainbow buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada. *J. Sediment. Petrol.* 59, 114–126.
- LAND, L.S., HOOOS, G.K., (1973).** Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *J. Sediment. Petrol.* 43, 614–617.
- L.E.V., (1997).** *Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela.* Comité Interfial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN). Petróleos de Venezuela S.A. <http://www.pdv.com/lexico>.
- RANKAMA, K. y SAHAMA, TH. G. (1962).** *Geoquímica.* Aguilar. España.
- RODGERS, K.A.; EASTON, A.J. & DOWNES, C.J., (1982).** The chemistry of carbonate rocks of Nive Island, South Pacific. *J. Geol.* 90. pp 645-662.
- ROBINSON, P., (1980).** Determination of calcium, magnesium, manganese, strontium, sodium and iron in the carbonate fraction of limestone and dolomites. *Chemical Geology.* Vol 28. pp 135-146.
- SUZUKI, Y., (2006).** Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea. *Sedimentary Geology.* Vol 183. pp 181-202.
- TUCKER, M.E. (1981).** *Sedimentary Petrology. An Introduction.* Blackweel Scientific Publications. P.252.
- TUCKER. M. & WRIGTH, V.P., 1990.** *Carbonate Sedimentology.* Black well Scientific Publications. Oxford. p 482.
- VASCONCELOS, C.; McKENZIE, J.A.; BERNASCONI, S.; GRUJIC, D., Y TIEN, TIEN, A.J. (1995).** Microbial mediation as a posible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature.* p 377, pp 220-222.

- VASCONCELOS, C. & McKENZIE, J.A. (1997).** Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *J. Sedim. Res.* V 67, p. 378-390.
- VEIZER, J., (1983).** Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course, vol. 10, pp. 3-1-3-100.
- WANAS, H.A., (2002).** Petrography, geochemistry and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation at Gabal Ataqa, Northwest Gulf of Suez, Egypt. Vol. 151. pp 211-224.
- WARREN, J., (2000).** Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Review.* Vol 52. pp 60-81.
- YORIS, F., Y M. OSTOS. (1997).** Geología de Venezuela. WEC, Evaluación de Pozos. Schlumbenger. Cap I. p 46.