

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



Características geológicas y geoquímicas de las dolomías presentes en los núcleos MPN – 1X y OBI – 3X del Miembro O de la Formación Escandalosa, Cuenca Barinas – Apure, Venezuela.

**Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela por el Br. Iván
Antonio Rodríguez Hurtado
como requisito para aprobar la
asignatura Proyecto Geoquímico
II y optar al Título de Licenciado
en Geoquímica.**

Caracas, Septiembre de 2008

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a la Universidad Central de Venezuela por haberme formado como el profesional que soy, donde el pasaje para llegar de mi casa a la universidad costaba más que la matrícula del semestre.

También quiero agradecer al Instituto de Ciencias de la Tierra y a la Facultad de Ciencias en general, donde los profesores, empleados y compañeros de clase formaron parte esencial de mi formación, tanto como persona como geoquímico.

Quisiera agradecer especialmente a mi tutor el Prof. José Méndez B. por su gran ayuda a la hora de la realización de este Trabajo Especial de Grado y por siempre mantenerme “tranquilo” y hacerme ver que para aprender y hacer las cosas bien hay que ir “poco a poco”.

De igual forma quisiera agradecer a mi jurado el profesor Eduardo Carrillo y muy especialmente a mi jurado, el profesor Jean Pasquali, por sus pertinentes correcciones, las cuales fueron tantas que no me atrevo a decir que este trabajo fue realizado de forma individual.

Asimismo le agradezco enormemente a mis compañeros de clase que me acompañaron y ayudaron durante toda la carrera y se calaron mi temperamento y mi sentido del humor, como lo son Alessia, Carmen, Yeni y todos los demás, gracias.

Quiero agradecer a Francis por enseñarme que lo que se hace con el corazón trasciende más allá que cualquier otra cosa.

“Last but not least” quiero agradecer a mis padres por haberme hecho llegar hasta el lugar que estoy con su infinita paciencia, perseverancia, comprensión y amor. Sin ustedes no sería nadie.

RESUMEN

En este trabajo, se llevó a cabo el estudio mineralógico y geoquímico de las dolomías presentes en los núcleos MPN – 1X y OBI – 3X, pertenecientes al Miembro O de la Formación Escandalosa, en la Cuenca de Barinas – Apure, con el fin de determinar el posible ambiente de dolomitización de los minerales de CaCO_3 y los posibles cambios de facies, laterales y verticales, entre los dos núcleos. Se escogió doce muestras por cada núcleo. Se eligió seis muestras de cada núcleo para su análisis mineralógico por Difracción de Rayos – X; se verificó la presencia de los minerales dolomita y cuarzo en todas las muestras y el mineral calcita en zonas intermedias de ambos núcleos. El análisis geoquímico consistió en determinar la concentración de los elementos mayoritarios, Ca y Mg y los minoritarios y traza, Ba, Fe, K, Mn, Na, Sr y Zn, mediante la técnica de Espectrometría de Emisión Óptica Inductivamente Acoplado a Plasma (ICP), aplicada a la totalidad de las muestras. Los resultados químicos proporcionaron información en cuanto al grado de dolomitización sufrido por los minerales de CaCO_3 y revelaron la influencia de fluidos ricos en Fe y Mn que actuaron en soterramiento, en una etapa de diagénesis tardía, posiblemente produciendo la salida de los elementos Ba, K, Na, Sr y Zn. De acuerdo a la estequiometría de las dolomitas promedio de cada núcleo, se dedujo que el proceso de dolomitización fue más avanzado en la zona correspondiente al núcleo OBI – 3X que en la zona del núcleo MPN – 1X, debido posiblemente a un régimen menos árido en este último, evidenciado por un alto contenido de clásticos terrígenos presentes en esta zona.

INTRODUCCIÓN

El Miembro O de la Formación Escandalosa, situada en el subsuelo de la Cuenca de Barinas y de edad Cenomaniense – Turoniense (Cretácico) posee una litología que presenta localmente altas porosidades y permeabilidades en facies de dolomitas, las cuales le permiten almacenar hidrocarburos. Determinando la magnitud y distribución de estas propiedades a lo largo del Miembro O permite evaluar la capacidad almacenadora como reservorio de petróleo. Aun cuando el Miembro O está compuesto por calizas, dolomitas e interdigitaciones de clásticos como limolitas y areniscas, son las dolomitas las que constituyen los reservorios.

La caliza y la dolomita (o dolomía) son rocas sedimentarias que contienen más de un 50% de minerales de carbonatos. Los carbonatos tienen como estructura base el anión carbonato, o CO_3^{2-} , con uno o más cationes como contra carga. La calcita, o CaCO_3 , es el mineral más común y el componente principal de las calizas seguido de la dolomita, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. En conjunto, estos dos minerales conforman más del 90% de los minerales de carbonatos formadores de rocas durante el tiempo geológico. Las calizas y dolomitas pueden presentar concentraciones variables de cuarzo y minerales de arcilla. En concentraciones menores y de manera local se pueden encontrar minerales autigénicos como yeso, anhidrita, chert y pirita.

La dolomía es la roca carbonática predominante en secuencias precámbricas y paleozoicas, mientras que la caliza es más abundante en unidades de edad mesozoica y cenozoica (Boggs, 1992).

La abundancia de las calizas se estima que es similar a la de las areniscas, lo que las hace muy importantes tanto para su estudio como su explotación. Éstas contienen gran parte del registro fósil de formas de vida antiguas y, además, poseen muchas estructuras y texturas que proveen una información invaluable sobre condiciones climáticas pasadas. Además de su valor como indicadores de la historia de la Tierra, ellas tienen un gran valor económico. Son utilizadas para propósitos agrícolas e industriales, sirven como roca de construcción y decoración, pueden contener algunos tipos de depósitos minerales, tales como las de plomo y cinc (Boggs, 1992). Además estas rocas representan reservorios sumamente importantes de hidrocarburos y aguas subterráneas.

Estos minerales son formados bioquímicamente por determinados organismos, o por precipitación inorgánica formando cementos o constituyentes calcáreos como los ooides. Ciertos organismos marinos construyen sus conchas y caparazones incorporando CaCO_3 . Éstos, al morir, van a dar al fondo marino donde comienzan a acumularse y luego, por subsidencia, pueden litificarse. Para que los organismos puedan precipitar CaCO_3 , hay ciertas condiciones ambientales que deben cumplirse, tales como un bajo aporte de clásticos silíceos que permita una baja turbidez en el agua y permita la penetración de la luz solar para que los organismos puedan hacer fotosíntesis. Además, la precipitación de carbonatos se

favorece en aguas cálidas con una presión parcial de CO₂ baja para que permita que el pH del agua sea alto y no lo disuelva.

Los minerales de carbonato se encuentran en numerosos ambientes sedimentarios marinos y algunos terrestres pero, es en los medios marinos tropicales donde se presentan en mayor abundancia. Como ejemplos de ambientes sedimentarios no marinos se pueden mencionar ambientes lacustres, eólicos o, por precipitación inorgánica tipo caliche o travertino.

Para clasificar los carbonatos, diferentes geocientíficos han tenido que basarse en un rango de parámetros un poco más amplio que el utilizado para clasificar los sedimentos clásticos. En este caso fueron estipuladas clasificaciones basadas en características como la textura depositacional, su génesis y sus constituyentes.

Debido a la presencia del elemento oxígeno en la estructura primordial de los carbonatos, se ha podido estudiar la relación de los isótopos estables de éste dentro de la estructura de rocas y sedimentos calcáreos. Utilizando esta herramienta se han podido obtener valores de paleotemperaturas y de estados de glaciación e interglaciación, y se han podido desarrollar curvas de cambios del nivel del mar, principalmente durante el Terciario y Cuaternario (Méndez, 2007).

Sobre la base de lo anteriormente dicho, resulta importante realizar estudios dedicados a conocer las características de estas rocas. El principal eje de la

economía de Venezuela es el petróleo y todo el entorno que implica la prospección, extracción y procesamiento. El petróleo y los hidrocarburos en general son generados a profundidad, por el aumento de la temperatura en rocas con concentraciones de materia orgánica. Estos hidrocarburos, una vez producidos, migran generalmente de la roca donde fueron producidos a otra roca de mayor porosidad y permeabilidad donde pueden ser almacenados.

OBJETIVOS

Objetivo general

Efectuar una descripción geológica y geoquímica de los núcleos MPN – 1X y OBI – 3X del Miembro O de la Formación Escandalosa, con la finalidad de determinar su ambiente de formación y los posibles cambios de facies laterales y verticales entre estos dos núcleos.

Objetivos específicos

- * Determinar el posible ambiente de formación de las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa.
- * Establecer una posible subdivisión en litofacies y quimiofacies, tanto vertical como lateralmente.
- * Determinar la estequiometría de las dolomitas de ambos núcleos.
- * Determinar los elementos mayoritarios, minoritarios y traza en las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa.

GEOLOGÍA REGIONAL

Venezuela consta de varias cuencas estratigráficas y entre las más importantes se encuentran la Cuenca del Lago de Maracaibo, la Cuenca de Oriente, la Cuenca de la Faja del Orinoco, la Cuenca de Falcón y la Cuenca de Barinas-Apure. Es en esta última donde se va a llevar a cabo este trabajo de investigación. La Cuenca Barinas-Apure se encuentra en la parte del suroeste de Venezuela y posee una extensión de aproximadamente 95.000 Km², abarcando parte de los estados Apure, Barinas, Portuguesa y Táchira. Ésta se encuentra delimitada al sur por el Arco de Arauca el cual la separa de la Cuenca de los Llanos Orientales colombianos, al sureste por el Escudo de Guayana, al noroeste por los Andes venezolanos los cuales la separan de la Cuenca del Lago de Maracaibo, al norte por el extremo occidental de la Cordillera de la Costa, y al noreste por el Arco del Baúl el cual la separa de la Cuenca Oriental (tomado de Contreras, 2004).



Figura 1. Mapa de distribución de las cuencas petrolíferas en Venezuela, basado en la distribución de sus provincias. Tomado de Jaspe (2004).

Evolución tectónica de la Cuenca Barinas-Apure

Yoris y Ostos (1997), sugieren que el basamento de la cuenca fue originado durante eventos compresivos en el Paleozoico, el cual consta de una serie de cinturones orogénicos emplazados y suturados secuencialmente a la cuenca autóctona del Paleozoico Inferior, durante el Ordovícico - Silúrico, el Carbonífero y a finales de Mesozoico hasta el presente, con dirección sur-suroeste, infrayacentes a los sedimentos originados durante las transgresiones cretácicas.

La apertura de Pangea durante el Jurásico desencadenó una serie de eventos distensivos, que dieron origen a lo que se denominó el Proto - Caribe y, a su vez, una serie de grabens con dirección noreste - suroeste a lo largo del territorio del país, excluyendo la parte correspondiente al Escudo de Guyana. Posteriormente estos grabens serían rellenados en el Cretácico Temprano por las formaciones Barranquín al este y Río Negro al oeste, generando de esta forma llanuras de gran extensión desde las estribaciones del Escudo de Guayana hasta el margen de la plataforma hacia el norte.

Es entre el Maestrichtiense y el Paleoceno que ocurre un evento compresivo al Oeste de la actual Sierra de Perijá, según De Toni (1991), y se inicia el levantamiento simultáneo del Arco de Mérida en lo que es la Cuenca Barinas - Apure hasta el Eoceno Medio. Sin embargo, la sedimentación durante el Cretácico se mantuvo bastante imperturbada a pesar del evento antes mencionado. Fue un período que se caracterizó por grandes transgresiones

marinas a nivel mundial. La magnitud fue tal que el nivel del mar cubrió gran parte del territorio nacional llegando hasta las estribaciones del Escudo de Guayana, con eventos erosivos menores, dando lugar a un relativamente pequeño aporte de clásticos terrígenos a las costas de Venezuela y dando lugar a grandes acumulaciones de carbonatos. Ejemplos de éstos lo son el Grupo Cogollo en la Cuenca del Lago de Maracaibo del Aptiense Temprano y Albiense, o las calizas pelágicas de las formaciones Querecual y La Luna cuyo evento comienza en el Albiense Tardío - Cenomaniense. La Formación Escandalosa, la cual es la que se va a estudiar en el presente Proyecto Geoquímico, fue depositada durante este período, más específicamente, Cenomaniense - Turoniense.

Durante el Paleoceno Tardío - Eoceno Medio comienza el evento transpresivo, con dirección oeste - este, de la Placa del Caribe contra el borde norte de la Placa Suramericana, dando origen al emplazamiento de las Napas de Lara, según Ramírez (2000). Este movimiento transpresional generó por carga tectónica. Según Audemard (1991), el desarrollo de cuencas antepaís, cuyas antefosas migraron hacia el este, haciéndose más jóvenes al este de Venezuela, desde el Cretácico Tardío hasta el presente. A medida que la Placa del Caribe iba avanzando hacia el Este, iba generando cuencas extesionales asociadas a trancurrencia, del tipo antepaís, como lo señala Ostos (1992), formándose así, entre otras, la Cuenca Barinas – Apure.

Posteriormente, ocurre un período de erosión importante en el Eoceno Tardío – Oligoceno, según De Toni (1991), en la parte centro y oriental de las

cuencas de Maracaibo y Barinas – Apure. Ocurre también, de manera simultánea el levantamiento de la Proto – Sierra de Perijá y el inicio del levantamiento de los Andes orientales colombianos, junto con un evento distensivo en la zona de Zulia oriental y Falcón (Figuroa *et. al*, 1996).

En el Mioceno Tardío comienza el levantamiento de los Andes Venezolanos y la Sierra de Perijá originado por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa del Caribe, según Lugo y Mann (1995).

Rasgos estructurales de la Cuenca Barinas - Apure

El Jurásico se caracterizó por el abrimiento de Pangea y una serie de eventos distensivos que dieron lugar a la formación de grabens y fallamiento normal a lo largo del territorio de Venezuela. Estas estructuras, de dirección general aproximada noreste – suroeste, serían reactivadas posteriormente en el Oligoceno y finales del Mioceno por eventos compresivos, ocasionando así un fallamiento inverso en el basamento de la cuenca, dando origen a su configuración actual. Estos eventos compresivos dieron como resultados importantes zonas de relieve positivos como el Sistema de Montañas del Caribe y los Andes Venezolanos (Ostos, 1990).

Estratigrafía de la Cuenca Barinas – Apure

El basamento de la Cuenca Barinas – Apure está conformado por rocas ígneas y metamórficas de edad Pérmico y Carbonífero. En el área andina se encuentran capas rojas identificadas como Formación La Quinta, producto del volcanismo producido por adelgazamiento de la corteza durante el Jurásico, que infrayacen a unidades sedimentarias de edad Cretácico hasta el Reciente.

Kiser (1989) elaboró un cuadro de correlación estratigráfica donde señala las unidades que conforman la Cuenca Barinas – Apure y sus alrededores.

La Formación Aguardiente fue depositada durante el Albiense Tardío – Cenomaniense Temprano, cuando la transgresión marina se extendió sobre la plataforma de lo que hoy es la Cuenca Barinas – Apure, compuesta por una secuencia uniforme de areniscas y calizas glauconíticas.

La Formación Escandalosa se encuentra suprayacente a la Formación Aguardiente, y de manera concordante, durante el Cenomaniense hasta el Turoniense (L.E.V., 1997), y se correlaciona lateralmente, según Kiser (1961), con la Formación Capacho y la parte inferior de la Formación La Luna. La base de la Formación Escandalosa se compone de areniscas macizas, cuarzosas y muy glauconíticas (Kiser, 1989). En el tope de la sección se encuentra el denominado Miembro O, de espesor que va de 26,2 a 32,8 metros, el cual se caracteriza por altas porosidades y variaciones litológicas laterales y verticales de dolomitas,

calizas y areniscas (Montoya y Méndez, 2005). El Miembro O se depositó en una extensa zona de llanura de marea, correspondiente a un ambiente transicional entre el sistema de plataforma de carbonatos que se extendió en dirección suroeste, oeste y noroeste hasta lo que actualmente es la Cordillera Oriental de Colombia, y el Escudo de Guayana al Este y sureste (Méndez, 2007).

De acuerdo con la Figura 2, tomada de Jaspe (2004), se muestra la deposición de las diferentes formaciones a medida que avanzaba la transgresión marina durante el Cenomaniense – Campaniense (Cretácico Tardío):

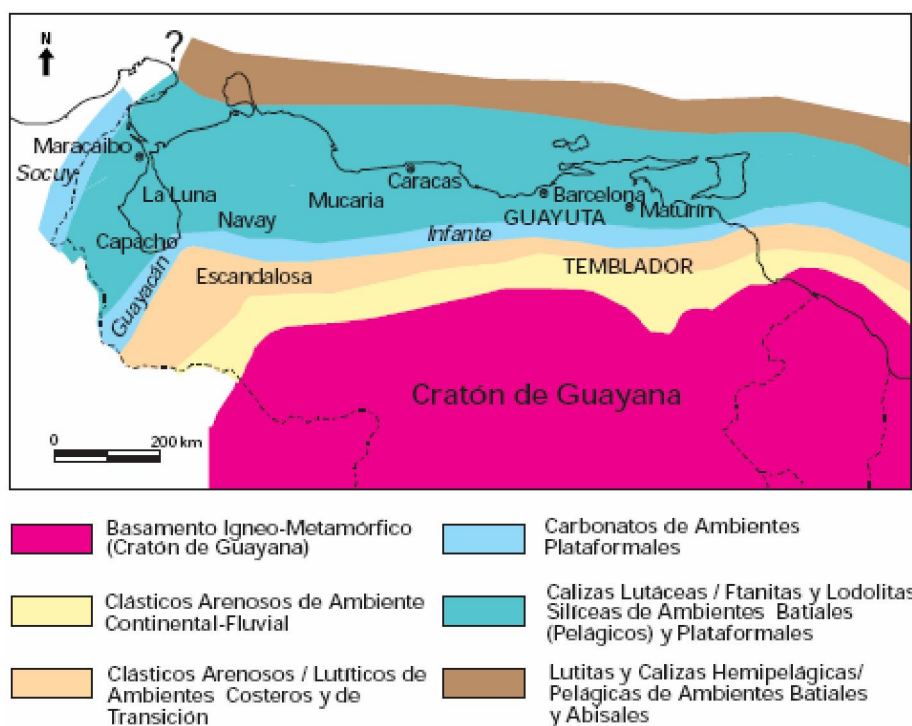


Figura 2. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cenomaniense – Campaniense (Cretácico Tardío) al norte del Escudo de Guayana. Se indican las unidades típicas de dichas asociaciones de facies. Tomado de Jaspe (2004).

En la Figura 3 se muestra la ubicación geográfica de los pozos MPN – 1X y OBI – 3X, con una distancia entre si de veinte kilómetros.

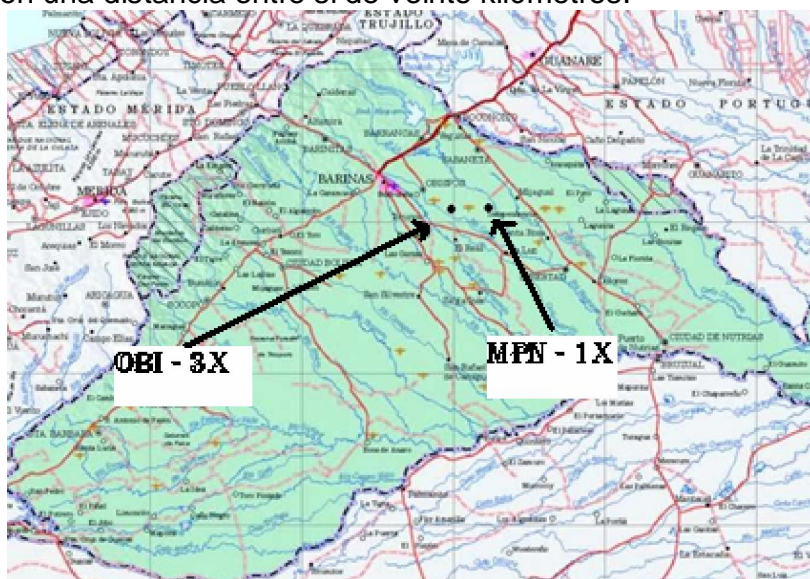


Figura 3. Mapa del estado Barinas donde se encuentran representados los pozos MPN – 1 X y OBI – 3X.

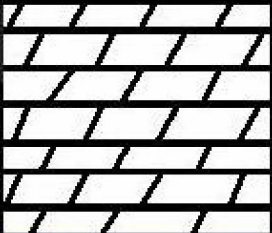
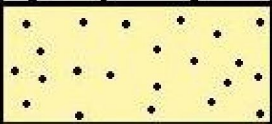
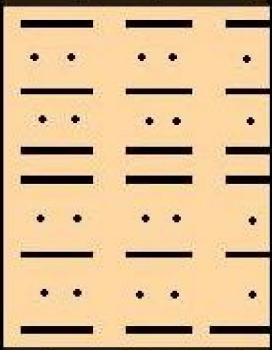
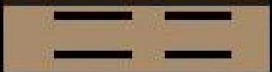
Época	Espesor (m)	Formación	Miembro	Litología gráfica	Descripción
Cenomaniense - Turoniense	150 - 427	Escandalosa	O		Intercalación de dolomitas, areniscas calcáreas, a veces glauconíticas y calizas.
			P		Areniscas masivas muy permeables.
			R		Areniscas masivas, ocasionalmente calcáreas, con intercalaciones menores de lutitas y limolitas.
			S		Lutitas negras duras.

Figura 4. Columna estratigráfica de la Formación Escandalosa. Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).

A continuación se muestra un gráfico donde se correlaciona lateralmente la Formación Escandalosa con la Formación Capacho y muestra también cómo se correlaciona el Miembro Guayacán de la Formación Capacho con el Miembro O de la Formación Escandalosa (Figura 4).

Cuadro Estratigráfico Perijá-Cuenca de Maracaibo-Andes de Mérida- Barinas
Neocomiense - Maestrichtiense

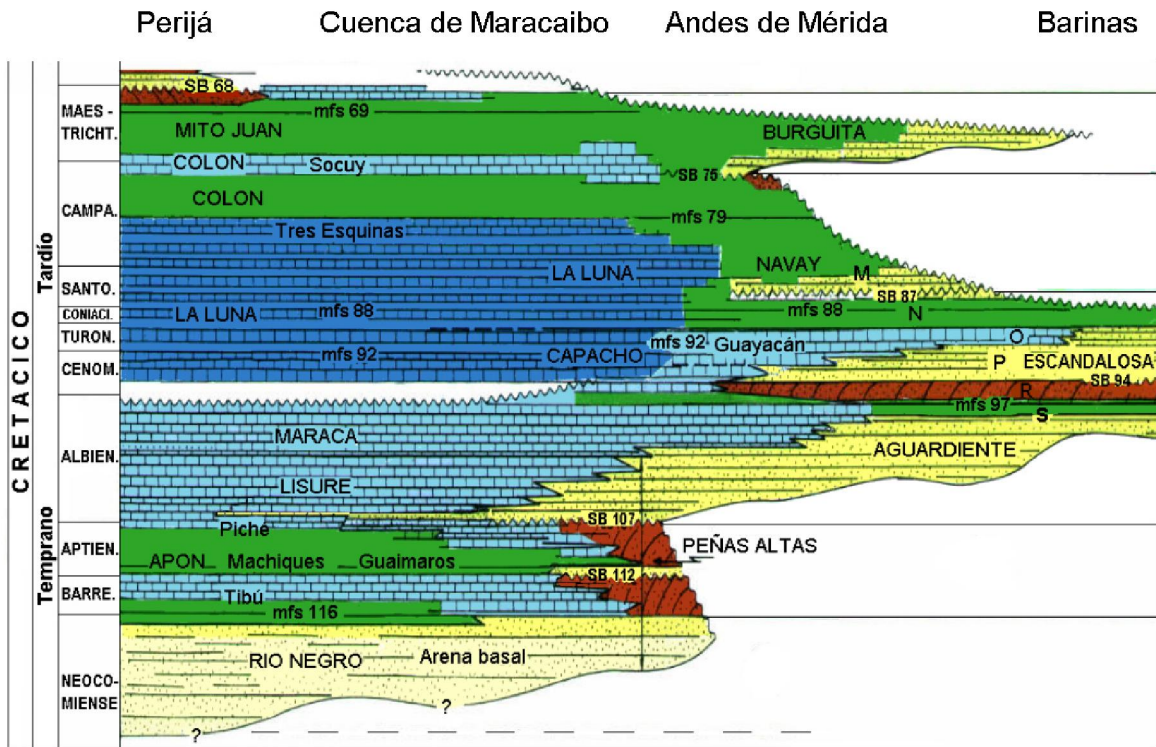


Figura 5. Correlación estratigráfica desde Perijá hasta la Cuenca de Barinas.

Tomado y modificado de Yoris y Ostos (1997).

La llanura de marea presentó cambios laterales y verticales de sedimentación derivados de una mayor o menor presencia de clásticos silíceos, carbonatos y procesos de dolomitización. Aun cuando existe un patrón común de sedimentación, las áreas poseen diferencias notables en cuanto a factores de porosidad y permeabilidad (Méndez, 2007).

El Miembro O de la Formación Escandalosa en la cuenca de Barinas, de edad Cenomaniense – Turoniense, representa una sedimentación cíclica de

clásticos silíceos y carbonatos por los ascensos y descensos relativos del nivel del mar en un ambiente sedimentario de franja costera y llanura de marea, con la presencia de zonas de salinas y ambientes de sabkhas, principalmente hacia la base y tope de la secuencia (Kupeck *et al*, 2000; Méndez 2002, 2007). El miembro O representa un cambio lateral de facies con respecto al Miembro Guayacán de la Formación Capacho. De esta forma, mientras el Miembro Guayacán indica un ambiente francamente inframareal, el Miembro O representa la continuación hacia la línea de costa y ambientes intramareales y supramareales de la misma sedimentación. Los reservorios, unidades de flujo y producción de petróleo dependen de las facies de dolomita. Las dolomitas (hay varias facies en éstas), generalmente poseen porosidad intercrystalina, oquedad, móldica y sistemas de fracturas. No siempre están presentes estas porosidades, ya que algunas facies de dolomita poseen porosidad interpartícula solamente. En algunas de las dolomitas se encuentra la presencia de estructuras de estromatolitos laminares, indicando que la facies se originó principalmente en una zona intramareal. La litología y los cambios laterales y verticales de facies de dolomitas con porosidad controlan la presencia de los reservorios y unidades de flujo. En las facies de dolomita masiva con varios tipos de porosidad y, originadas en ambientes hipersalinos y zonas de sabkha, la dolomía generalmente posee un fracturamiento masivo sin relación con la tectónica, formando una textura de brecha. Este fracturamiento se originó desde el ambiente depositacional en la superficie, cuando en el proceso de dolomitización se desarrollaron fracturas sinsedimentarias y diagenéticas por encogimiento, diferencias en la densidad y por

el desarrollo de clastos de dolomita embebidos en una matriz también de dolomita con menor densidad.

Suprayacente a la Formación Escandalosa y el Miembro O (tope), se encuentra la Formación Navay, de edad Turoniense – Maestrichtiense, compuesta por el Miembro La Morita en la parte inferior y por el Miembro Quevedo en la parte superior. El Miembro La Morita presenta la máxima transgresión marina del margen pasivo y es el equivalente a la Formación La Luna. Está compuesto principalmente por lutitas parcialmente calcáreas y fosfáticas. El Miembro Quevedo es regresivo y presenta intercalaciones de areniscas, calizas y lutitas, de ambiente nerítico a costero litoral.

En contacto discordante y suprayacente al Miembro Quevedo de la Formación Navay, se encuentra la Formación Burguita, de edad Maestrichtiense. Está constituida principalmente por areniscas micáceas y limolíticas, parcialmente glauconíticas y frecuentemente calcáreas. Su espesor es variante debido a su contacto discordante de erosión con la suprayacente Formación Gobernador. Esta formación representa el fin de la sedimentación cretácica en el área, ya que el tope erosionado representa el evento tectónico que originó la discordancia Eoceno – Cretácico.

La Formación Gobernador representa un nuevo régimen de sedimentación después de un largo período de hiatus, conformada por areniscas cuarzosas de

grano fino a grueso y, en ciertas unidades, conglomerática. Su ambiente de depositación propuesto es de nerítico intermedio a profundo, y en su tope pasa transicionalmente a los carbonatos del Miembro Masparrito que, aunque la mayoría de los autores refieren a la caliza como "arrecifal", su lenticularidad y desarrollo errático sugieren más bien biostromos. Las calizas orbitoidales azuladas a gris oscuras se destacan regionalmente en el contacto entre Gobernador y Pagüey, pero en la mayoría de las secciones conocidas conforman un porcentaje menor de la litología global del miembro o están totalmente ausentes, aunque localmente representan el 80% del miembro (Pierce, 1960).

De manera transicional y suprayacente al Miembro Masparrito de la Formación Gobernador, se encuentra la Formación Pagüey de edad Eoceno Medio – Tardío. Ésta consta de lutitas marinas grises a negras, duras, astillosas, bien laminadas, muy foraminíferas y con niveles comunes de nódulos sideríticos e, incluso, ftaníticas (Pierce, 1960). El ambiente de sedimentación cambia de tope a base, siendo nerítico medio a externo hacia la base y nerítico medio a interno en el tope.



| Figura 6. Núcleo MPN - 1X. Prof. 3.239,0 m (10.624 pies). Facies de dolomía en la base con probable porosidad intercrystalina en la base y un cambio de facies en la parte media con dolomita presentando porosidad de oquedad. Hacia el tope nuevamente hay un cambio de facies con dolomía muy similar a la de la base. Escala en pulgadas.



} Figura 7. Núcleo OBI - 3X. Prof. 3.637,3 m (10.902. pies) Facies de dolomía con impregnación de petróleo. Porosidad intercrystalina y oquedades. La escala está representada en pulgadas.



Figura 8. Zonación en dolomitas en el Miembro O, presentando “impurezas” en las partes internas, muy probablemente derivadas de la presencia de arcillas terrígenas en los carbonatos durante la dolomitización.

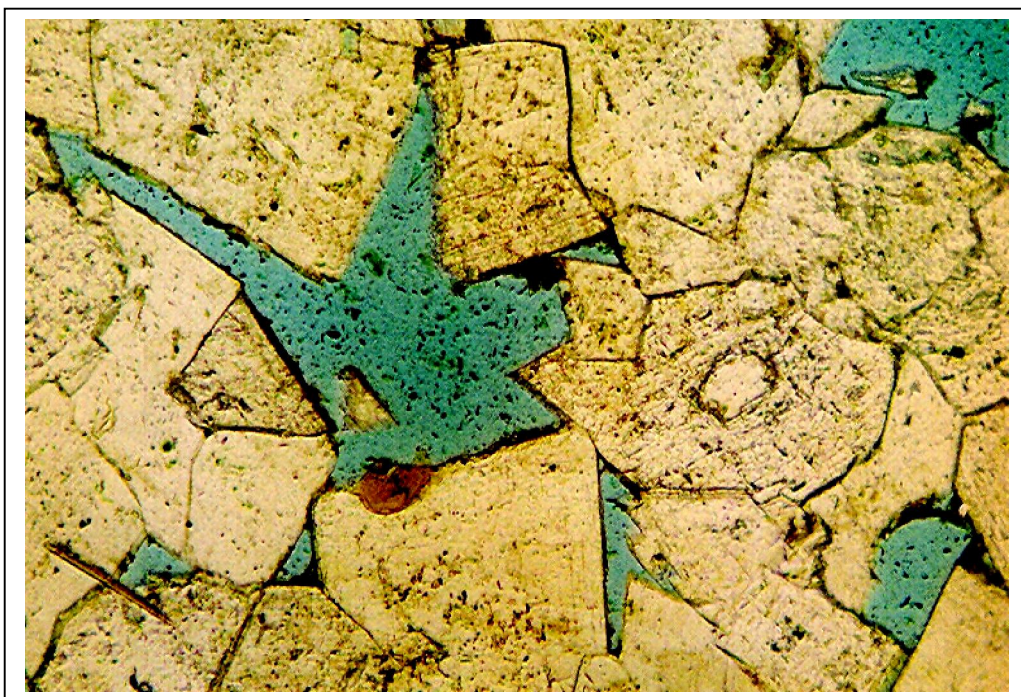


Figura 9. Porosidad intercristalina en dolomitas del Miembro O. Cristales euhedrales y subhedrales. Porosidad en azul. Autor de las fotografías Prof. José Méndez B.

0,5 mm

REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Estructura química de los carbonatos

Los minerales de carbonato más comunes en rocas y sedimentos son la calcita, la dolomita y el aragonito. Los cationes más importantes de estos minerales son el calcio y el magnesio, los cuales pueden ser sustituidos en la estructura por cantidades menores de hierro, estroncio, manganeso y bario. La calcita y la dolomita cristalizan en el sistema hexagonal mientras que el aragonito lo hace en el sistema ortorrómbico. La estructura de la calcita admite cationes de radio iónico similar al del Ca (0,99 Å) o menores, como son el caso del Mg (0,66 Å), el Fe²⁺ (0,74 Å) y el Mn²⁺ (0,80 Å). Cuando los cationes tienen un radio iónico mayor que el del Ca, éstos no caben en la estructura de la calcita, pero sí lo hacen en la estructura del aragonito que es más amplia, como por ejemplo el Sr²⁺ (1,12 Å) y el Ba²⁺ (1,32 Å). La estructura fundamental de estos minerales consiste en capas de CO₃²⁻ alternadas por capas de Ca y Mg, en diferentes proporciones dependiendo del mineral que se trate.

La calcita, de fórmula química CaCO₃, puede ser subdividida en dos tipos: calcita con bajo magnesio y calcita con alto magnesio. Se habla de calcita con bajo Mg cuando ésta presenta concentraciones de Mg menores al 5%. La calcita con alto Mg posee cantidades de Mg entre 5 y 30%. Esta última es metaestable y pasará eventualmente a calcita con bajo Mg. Estos dos tipos de calcita son

formados por precipitación biogénica y pasan a formas más estables una vez que son depositados y los procesos diagenéticos empiezan a actuar sobre ellos.

El caso del aragonito, cuya fórmula química es CaCO_3 , es similar al de la calcita con alto Mg, que también es metaestable e igualmente pasará a calcita con bajo Mg una vez expuesto al ambiente diagenético.

La dolomita, de fórmula química $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, es un mineral con estructura similar a la calcita, pero con una proporción 1:1 aproximadamente de Ca/Mg. Según Warren (2000), esta relación 1:1 no se corresponde con la gran mayoría de las dolomitas analizadas, siendo más correcto escribir su fórmula química en un rango que va de $\text{Ca}_{1,06}\text{Mg}_{0,94}(\text{CO}_3)_2$ a $\text{Ca}_{0,96}\text{Mg}_{1,04}(\text{CO}_3)_2$. En cuanto a su formación hay mucho que concretar, pero se ha acordado después de muchos años de investigación que, en su gran mayoría, se trata de un proceso que se lleva a cabo una vez que minerales de CaCO_3 han sido depositados y se cumplen ciertas condiciones fisicoquímicas en el ambiente diagenético. En general, la dolomitización es la conversión de minerales de CaCO_3 en dolomita, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, debido al reemplazamiento del Ca por el Mg en el enrejado cristalino, o por precipitación directa del $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ debido a soluciones enriquecidas en Mg con respecto al Ca (Méndez, 2007).

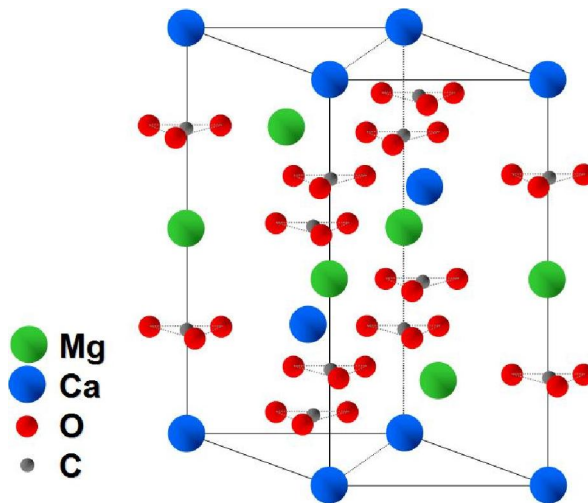
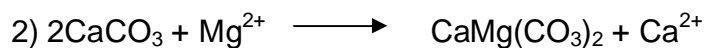
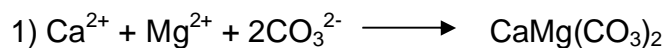


Figura 10. Estructura cristalina de la dolomita (Tomado de www.metal.ntua.gr)

Para representar la formación de $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, se ha propuesto algunas ecuaciones químicas comunes:



La ecuación 1 indica un mineral de dolomita formado por precipitación directa, mientras que la ecuación 2 indica el reemplazamiento de Ca por Mg en la estructura de CaCO_3 .

Según los datos termodinámicos, los procesos de formación del mineral dolomita representados por la ecuación 1 y la ecuación 2 deberían ocurrir en la naturaleza. Según Warren (2000), el producto de la actividad iónica en el agua de mar para los iones Mg^{2+} , Ca^{2+} y CO_3^{2-} es aproximadamente del orden de $10^{-15,1}$, mientras que el producto de solubilidad (K_{ps}) de la dolomita es del orden de 10^{-17}

de acuerdo a Hsu (1967), y según Hardie (1987) es del orden de $10^{-16,5}$. Esto implica que, en efecto, la precipitación directa de la dolomita debería estar favorecida en la mayoría de los ambientes marinos actuales. Sin embargo, este proceso de formación de dolomita es sumamente inusual, lo que lleva a pensar que la reacción está regida por un factor cinético y no termodinámico. Una de las razones por la cual la precipitación de la dolomita se encuentra desfavorecida cinéticamente es la alta capacidad de hidratación del ión Mg^{2+} con respecto al ión Ca^{2+} en el agua de mar, la cual le dificulta interaccionar con los iones de CO_3^{2-} .

La ecuación 2 propone una reacción mucho más común en la naturaleza. Sin embargo, la forma como esto se lleva a cabo no está del todo clara. Se ha propuesto varios ambientes en los cuales esto puede ocurrir. Por ejemplo, cuando el proceso de dolomitización se efectúa por la penetración de fluidos ricos en Mg de forma lenta, se conserva la estructura de la roca original originándose un sistema cerrado con alta contenido de Ca y poca porosidad. Al contrario, cuando la dolomitización se produce por altas tasas de fluidos ricos en Mg se produce un rearrreglo de la estructura de la roca original y se forman cristales predominantemente euhedrales en conjunto con formas idiomórficas que presentan porosidad intercrystalina (Méndez, 2007).

Geoquímica de los carbonatos

El estudio de los elementos presentes en sedimentos de carbonato permite establecer una relación de con respecto a la mineralogía inicial que los generó, debido a la movilidad de algunos de ellos. Los elementos minoritarios y trazas más importantes en carbonatos son el Mg, Sr, U, Mn, Fe, Na, Pb, Ba, Zn, Cu y V. De estos, el Mg y el Sr son los que presentan mayor movilidad ya que se encuentran en el aragonito y en la calcita con alto Mg. Cuando estos dos minerales pasan a calcita con bajo Mg, el Sr y Mg quedan libres, pero algo de contenido de estos elementos se mantiene y se puede utilizar en rocas antiguas para determinar el mineral original y la biota que lo produjo. En el caso del Mg, el entrar en solución puede inducir la dolomitización de los carbonatos. El U se puede utilizar para dataciones radiométricas en aragonito, siendo muy común el uso de corales para mediciones en el Pleistoceno Medio y Tardío. No obstante éste pierde utilidad para estos fines al ser liberado. Otros elementos como el Zn, Mg, Mn, Cu, V, Na y Fe se pueden utilizar para la interpretación de ambientes de depositación inicial, para procesos de diagénesis y origen de biota específica o constituyentes inorgánicos en el sedimento (Méndez, 2007).

Ambientes sedimentarios en carbonatos

Los ambientes sedimentarios se pueden considerar como unidades de depósitos de sedimentos enmarcadas en un área geográfica definida, la cual está limitada y controlada por una serie de parámetros que la caracterizan. Estos parámetros se pueden derivar de las características morfológicas del área, de la tectónica, factores ambientales como el clima, parámetros fisicoquímicos,

biológicos, etc. La interpretación de estos parámetros permite diferenciar los diversos ambientes sedimentarios y sus características. Cada sistema depositacional está representado por el agrupamiento de una serie de facies dependientes genéticamente entre sí del sistema. Por ejemplo, las facies se agrupan verticalmente en sucesiones de facies indicando ciclos relacionados con variaciones en el tamaño de grano, cambios relativos del nivel del mar, acreción o programación. La asociación y sucesión de facies establecen un aspecto general de la arquitectura global de facies en un ambiente depositacional. La descripción, interpretación, asociación y sucesión de facies permite desarrollar un modelo general de facies y microfacies para generar un sistema depositacional (Méndez, 2007).

Los procesos que actúan en los diferentes ambientes sedimentarios se pueden dividir en tres grandes grupos: biológicos, físicos y químicos. Aún cuando se ha dividido estos procesos, los mismos están frecuentemente relacionados entre sí y son pocas las veces que actúa uno solo de manera aislada. Por ejemplo, la acción bacteriana puede generar o modificar el sedimento, por lo tanto hay etapas donde el proceso es básicamente biológico para luego ser considerado como un proceso químico.

Los procesos biológicos pueden involucrar los distintos tipos de organismos, acción bacteriana, bioturbaciones y horadaciones, por ejemplo.

Como procesos físicos se puede nombrar condiciones hidrodinámicas como las corrientes, el oleaje y las mareas, entre otros. También están involucrados factores como el tamaño y forma de la cuenca de depositación, el clima, el tipo de roca fuente y estructuras sedimentarias.

Los procesos químicos determinan factores como el Eh, pH, salinidades y temperatura de las aguas, concentración de CO₂, diagénesis de sedimentos, precipitación química y geoquímica de sedimentos.

Todos los ambientes sedimentarios están controlados por factores biológicos, físicos y químicos como los mencionados anteriormente. En los ambientes de carbonatos, los factores físicos son muy similares a los ambientes de clásticos terrígenos, pero los factores químicos y biológicos son determinantes y característicos, debido al origen de los mismos y a su susceptibilidad a cambios en los parámetros químicos y biológicos que pueden actuar sobre ellos (Méndez, 2007).

Secuencias estratigráficas y facies en ambientes sedimentarios

Las secuencias estratigráficas, los ciclos y las facies en general, están controladas por los cambios del nivel del mar. Las transgresiones marinas sobre las plataformas de carbonatos dan inicio a los ciclos estratigráficos los cuales

culminan en el tope con las regresiones, mientras que las secuencias estratigráficas están situadas entre regresiones que generan discordancias. Las facies particulares están definidas por las transgresiones o las regresiones.

Una secuencia estratigráfica es una sucesión más o menos concordante de estratos genéticamente relacionados y delimitados en el tope y la base por discordancias o sus superficies correlativas equivalentes, indicando cambios regionales del nivel del mar (Mitchum, *et al.*, 1977).

Incluida dentro de una secuencia estratigráfica puede haber una o más facies, las cuales delimitan una unidad sedimentaria de acuerdo a una serie de factores comunes entre sí, tales como cantidad de granos fósiles o por el tipo de fósiles que allí se encuentren y que puedan diferenciarla de otra unidad adyacente.

Selley (1976), define el término de facies sedimentaria como una masa de roca o sedimentos que puede ser definida y separada de otras por su litología, geometría, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles.

Existen diferentes tipos de facies, como por ejemplo biofacies, litofacies, facies interpretativas, facies descriptivas, entre otros.

Esta subdivisión de unidades estratigráficas en facies permite estudiar con detalle una secuencia estratigráfica para poder delimitar y reconocer los posibles

cambios en los parámetros biológicos, físicos y químicos que actuaron durante y después de su depositación.

Las características de las distintas facies van a estar controladas en gran medida por el ambiente sedimentario en el cual fueron formadas. Estos ambientes pueden ser divididos, a modo general, en tres grandes tipos de ambientes: ambientes terrestres, ambientes transicionales y ambientes marinos.

Ambientes sedimentarios de carbonatos terrestres

Los carbonatos no suelen precipitar en cantidades importantes en medios terrestres. Sin embargo, existen ambientes que pueden producir este tipo de minerales como por ejemplo los lacustres. En los lagos de agua dulce se puede encontrar una saturación de CaCO_3 durante el verano o la época de sequía, por efectos de la evaporación. Este CaCO_3 de grano muy fino y principalmente en forma de calcita de bajo Mg, se alterna con capas de limos y arcillas depositados durante el invierno o época lluviosa y forma estructuras laminadas llamadas varvas. En las orillas se pueden desarrollar también estructuras como estromatolitos y oncolitos (Méndez, 2007).

Existen otros ambientes terrestres donde hay presencia de carbonatos. Por ejemplo, una de las morfologías más comunes en carbonatos terrestres se origina por la exposición y erosión de rocas y sedimentos calcáreos, llamada morfología cárstica. El proceso involucrado en la formación de esta geoforma es

principalmente la disolución del CaCO_3 , para la formación de cuevas, y su posterior precipitación, creando así espeleotemas como por ejemplo estalagmitas y estalagmitas. En el proceso de precipitación inorgánica de carbonatos en medios terrestres también se destaca la formación de caliche, que consiste en CaCO_3 precipitado como costras superficiales, sirviendo de cemento en suelos y sedimentos en climas áridos o semiáridos. El principal proceso que controla la precipitación de caliche es la alta evaporación del agua intersticial en estos suelos y sedimentos con alta concentración de CaCO_3 .

Ambientes sedimentarios de carbonatos transicionales

Los ambientes transicionales son aquellos asociados a la línea de costa, y por lo tanto están regidos principalmente por el oleaje y las mareas, teniendo una influencia marina mucho más importante que la terrestre. Ejemplos de este tipo de ambientes son las llanuras de marea, deltas de marea y lagunas costeras.

Ambientes sedimentarios de carbonatos marinos

Es en el medio marino donde se produce la casi totalidad de los carbonatos a nivel mundial. En general, los ambientes marinos consisten en: sedimentos de plataforma continental de relativamente poca profundidad, los cuales se encuentran mezclados con sedimentos clásticos; complejos arrecifales asociados a costas y plataformas continentales, formados de la línea de costa; complejos arrecifales y plataformas alejados de la línea de costa, tales como los arrecifes de

barrera y atolones; y los depósitos de sedimentos profundos, en los llamados ambientes pelágicos.

Para el presente proyecto de investigación se estudiará con más detalle los ambientes asociados a la línea de costa. Estos ambientes pueden ser divididos a su vez en tres grandes zonas de ambientes:

a) Ambientes supramareales: son aquellos situados sobre el nivel máximo de la marea alta. En general pueden ser afectados por la marea durante tormentas. Esta zona incluye subambientes como terrazas de tormenta, sabkhas, lagunas hipersalinas, entre otros. En general son ambientes áridos o semiáridos donde puede ocurrir mineralización por procesos de evaporación y reemplazamiento.

b) Ambientes intramareales: son aquellos situados en la zona de fluctuación de las mareas. Se encuentran sometidos a un constante avance y retroceso del nivel del mar, experimentando una depositación rítmica. Ejemplo de este tipo de ambientes lo pueden ser zonas de playas, manglares y canales de mareas.

c) Ambientes inframareales: son aquellos sumergidos permanentemente bajo la marea baja. La energía de este medio puede variar dependiendo de la profundidad. Además, la energía puede disminuir localmente debido a su ubicación con respecto a barreras físicas que pudieran servir de protección contra el oleaje. Estos ambientes se extienden desde la línea de costa hasta el margen de la plataforma.

Hay ciertas condiciones que deben cumplirse para que sea posible la producción biológica y química de carbonatos. A continuación se presenta una lista de estas condiciones:

a) La temperatura del agua debe estar entre 18 y 30°C para permitir el desarrollo de los organismos que precipitan el carbonato para construir sus caparazones y conchas. La temperatura ideal se encuentra entre los 24 y 28°C.

b) El aporte de sedimentos clásticos por parte del continente debe ser pequeño para evitar la turbidez de las aguas que inhibe el crecimiento de los organismos. Estos organismos necesitan hacer fotosíntesis, por lo cual se requiere que las aguas sean claras para que la luz solar sea pueda penetrar efectivamente.

c) Debe haber una presión parcial de CO₂ baja, para que el pH se mantenga relativamente alto y no ocurra disolución de los carbonatos. Los carbonatos en general sufren disolución a pH ácido. El pH promedio del agua de mar es de aproximadamente 8,4 con lo cual se promueve la precipitación.

d) En general, deben ser ambientes someros, ya que con la profundidad disminuye la penetración de luz solar y disminuye el pH, pudiendo incluso alcanzarse el límite de compensación de los carbonatos (profundidad a la cual el carbonato es disuelto completamente).

Diagénesis de carbonatos

El proceso de diagénesis incluye todos los cambios que experimente un sedimento luego de su depositación. Estos cambios pueden ser biológicos, físicos

o químicos, siendo lo más frecuente la acción simultánea de ellos. En los minerales de carbonato, la diagénesis implica procesos como disolución, cementación, litificación y alteración a modo general durante el intervalo entre la depositación y el metamorfismo.

Los ambientes diagenéticos pueden ser clasificados en diagénesis submarina que comprende mares, zonas marinas someras y zonas profundas de los océanos; diagénesis meteórica, que comprende los ambientes de la zona vadosa y la zona freática; y los ambientes de soterramiento.

Se cuenta con otra clasificación de ambientes diagenéticos asociados a las zonas someras marinas y terrestres (Longman, 1980) según la cual éstos pueden dividirse en cuatro ambientes diferentes: zona vadosa de agua fresca, zona freática de aguas dulces, zona freática marina y zona de mezclas de agua. En esta última se desarrollan los procesos de disolución y cementación dependiendo de la relación de salinidad. Este ambiente de zona de mezcla de aguas es más estudiado como modelo de formación de dolomitas.

Una vez que los procesos de diagénesis comienzan a actuar sobre los sedimentos, éstos pueden ser de dos tipos: isoquímicos o aloquímicos. La diagénesis isoquímica es aquella en la que no hay cambios en la composición química final del sedimento, mientras que en la diagénesis aloquímica si ocurren estos cambios.

Un ejemplo de diagénesis isoquímica es la cementación, donde existe disolución selectiva de algún mineral de carbonato metaestable, como lo puede ser el aragonito o la calcita de alto Mg, que luego es reprecipitado en los intersticios de los granos, sirviendo como relleno y dando paso al proceso de litificación. La diagénesis aloquímica es muy importante en el proceso de dolomitización, donde la composición química inicial del sedimento o la roca se ve alterada por la pérdida de iones Ca^{2+} y la consecuente incorporación de iones Mg^{2+} a la estructura. Otro ejemplo de este tipo de diagénesis es la transformación del aragonito a calcita de bajo Mg, donde los elementos de radio iónico mayor al Ca, como el Sr y el Ba, salen de la estructura al ocurrir el cambio de la estructura cristalográfica en el paso del sistema ortorrómbico al sistema hexagonal.

Porosidad en sedimentos y rocas carbonáticas

Choquette y Pray (1979), realizaron una clasificación de porosidades que relaciona los diversos tipos de poros con su origen y los describe en cuanto a su geometría y distribución. Se basa en una porosidad primaria y una secundaria, y en una porosidad derivada de una fábrica selectiva o de una fábrica no selectiva. La clasificación se divide en 15 tipos de porosidad, subdivididas en tres grupos: porosidad de fábrica selectiva, porosidad de fábrica no selectiva, y porosidad con fábrica que puede ser selectiva o no. Méndez (no publicado, 2007) agrega cuatro tipos más de porosidades, los cuales se muestran en la Figura 10. Como porosidad selectiva se entiende aquella porosidad que se originó en una facies específica o por factores particulares y definidos. Cuando no existe una relación

directa de la porosidad con los constituyentes primarios, diagénesis y facies, se habla de porosidad de fábrica no selectiva. Es importante conocer el tipo de fábrica de las porosidades, ya que la mayor parte de las rocas reservorios de hidrocarburos presentan una porosidad determinada por una fábrica selectiva.

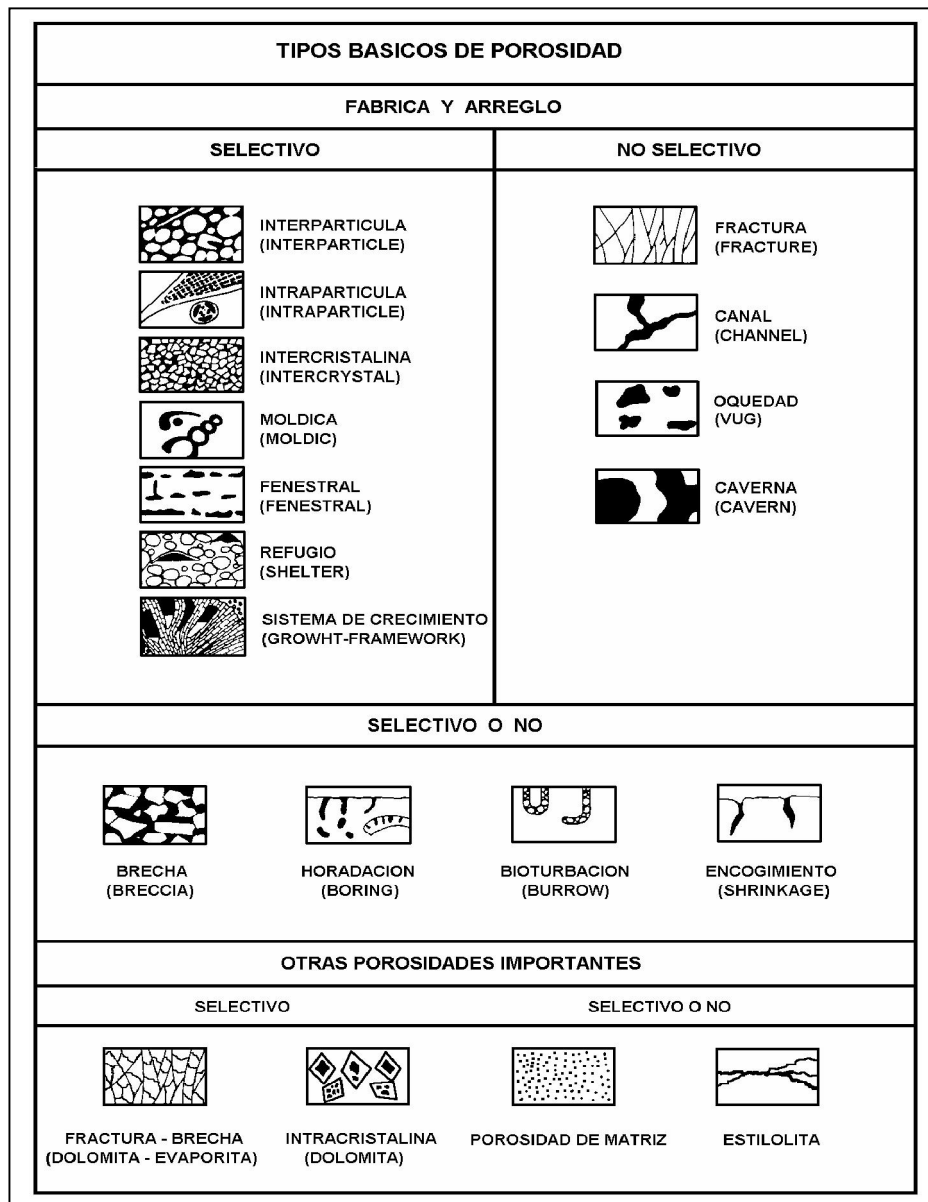


Figura 11. Clasificación de los tipos básicos de porosidad (Choquette y Pray, 1979).

A esta clasificación se le han agregado cuatro tipos de porosidad comunes en facies de dolomitas del Miembro O de la Formación Escandalosa en la Cuenca de Barinas (Méndez, J., 2001).

En tema de dolomías, las porosidades más importantes son las siguientes:

a) Interpartícula: porosidad entre partículas y granos. Se refiere generalmente para tamaños de grano donde es posible calificarlo de partícula. Este término es usado generalmente para areniscas, pero también puede ser utilizado para calizas y dolomías.

b) Inter cristalina: porosidad que se encuentra entre los cristales individuales, generalmente de dimensiones y forma similares. Es común en dolomías, donde no haya habido una posterior precipitación de calcita entre los poros creados.

c) Mórdica: porosidad formada por la remoción selectiva, generalmente por disolución, de un constituyente o forma individual y específica.

d) Fractura: tipo de porosidad producida por deformaciones tectónicas, deslizamientos, fallamientos, colapsos producidos por disoluciones, etc.

e) Oquedad: porosidad formada por disolución. Su posición, forma o contornos no está relacionada con los elementos de la fábrica de la roca. Se puede generar por disolución mayor de porosidades mórdicas previas.

Desde el momento en el que se deposita un sedimento carbonático y quedan fijadas sus porosidades primarias, la diagénesis comienza a actuar y comienzan los procesos de rellenado de porosidades primarias y la generación de

porosidades secundarias. La mayor parte de estos procesos ocurren en o cerca de la superficie por la diagénesis activa que opera principalmente sobre los minerales metaestables. Para el caso concreto de la dolomita, sus procesos formadores ocurren en ambientes relacionados con la depositación inicial.

Clasificación de las rocas carbonáticas

Las rocas carbonáticas están constituidas por tres elementos principales: granos, matriz y cemento.

Los granos en las rocas carbonáticas están conformados en su mayoría por fragmentos calcáreos que pueden ser de origen biogénico o no. En cualquier caso, es poco frecuente encontrar una roca carbonática que no contenga algo de contenido terrígeno. Los granos de carbonato de origen biogénico son muy variados, ya que su forma y composición están definidas por el organismo que los conforma. Éstos pueden estar compuestos de restos esqueléticos, fragmentos de conchas y caparazones, provenientes de organismos como las algas calcáreas, foraminíferos, anélidos, esponjas, etc. En cuanto a los granos de carbonato inorgánico, éstos pueden incluir partículas como los ooides, de geometría esférica, con capas de CaCO_3 concéntricas, con un tamaño no mayor de medio milímetro. También incluyen los peloides, los cuales no poseen una estructura interna diferenciable, de geometría esférica o cilíndrica.

La matriz se conforma a generalmente por lodo calcáreo, también llamado micrita, el cual consiste en fragmentos carbonáticos muy finos, los cuales pueden provenir de la disgregación y pulverización de restos de organismos, o por agregados microcristalinos muy pequeños, con un diámetro menor a cuatro micras. Es frecuente que ésta tenga una concentración importante de minerales de arcilla, dependiendo evidentemente del ambiente depositacional. La micrita suele estar consolidada, de no estarlo, se utiliza el término lodo calcáreo.

El cemento en los sedimentos de carbonatos se desarrolla en los espacios vacíos o bordeando los fragmentos esqueléticos o partículas de origen inorgánico como ooides o minerales de arcilla. Cuando el cemento consiste en calcita de bajo Mg se le llama esparita y se forma dependiendo de las condiciones del ambiente en que se encuentre.

En base a estos componentes, Dunham (1962), estableció una clasificación para las rocas carbonáticas. Es una clasificación textural que a su vez proporciona información genética. Utiliza la presencia y porcentaje relativo de granos y micrita o lodo calcáreo, la esparita o espacios porosos, el empaquetamiento y soporte de los granos entre sí, e indirectamente la génesis de ciertas texturas para determinar su crecimiento en sitio, así como el nivel de energía que influye en el empaquetamiento de los granos y el porcentaje de micrita. Un gráfico con las distintas texturas según la clasificación de Dunham se muestra en la Figura 12.

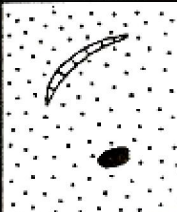
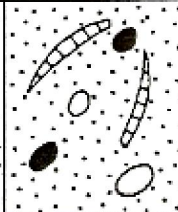
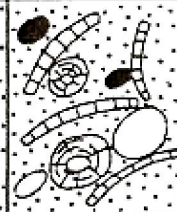
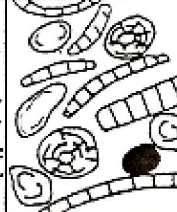
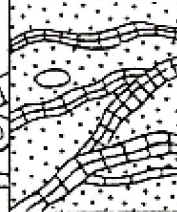
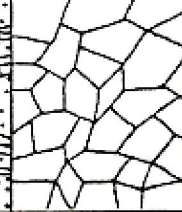
Textura depositacional reconocible					Textura depositacional no reconocible
Componentes originales no enlazados durante la depositación				Componentes originales enlazados en la depositación: intercrecimiento de materia esquelética, laminación contraria a la gravedad, organismos incrustantes y aglutinantes,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

Figura 12. Clasificación de rocas carbonáticas de Dunham (1962).

Procesos de dolomitización

La dolomitización es la transformación de minerales de CaCO_3 al mineral dolomita, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, mediante la sustitución del Ca^{2+} presente en la estructura por iones Mg^{2+} presentes en los fluidos ubicados en el ambiente diagenético. El enrejado cristalino de la dolomita es ligeramente más denso que el de la calcita, siendo la densidad de la dolomita $2,84 \text{ g/cm}^3$ y la de la calcita $2,71 \text{ g/cm}^3$, por lo tanto la transformación de la calcita en dolomita, en teoría, debe proporcionar una mayor porosidad como resultado de la mayor densidad. Si la transformación

ocurre de calcita a dolomita, el aumento de la porosidad es de aproximadamente 13%, mientras que si ocurre a partir de aragonito el aumento de la porosidad es aproximadamente 5%.

De manera general, la dolomitización se favorece por una relación baja de $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, $\text{Ca}^{2+}/\text{CO}_3^{2-}$, $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$, y por altas temperaturas. Los ambientes preferenciales para que ocurra este proceso se describen a continuación:

a) Ambientes de salinidad variable pero que, respecto a los parámetros termodinámicos, existe saturación con respecto a la dolomita. Estas condiciones pueden alcanzarse en ambientes como zonas de mezcla de aguas meteóricas con aguas marinas, ambientes inframareales someros de salinidad normal a hipersalina y en ambientes supramareales hipersalinos.

b) Ambientes alcalinos, producidos por fermentación por acción bacterial. En aguas subterráneas alcalinas.

c) Ambientes con temperaturas mayores a 50°C , alcanzados a profundidad o por aguas termales.

Los ambientes diagenéticos donde puede darse el proceso de dolomitización han sido objeto de mucho debate, pero generalmente se puede establecer dos tipos de dolomitización predominantes: una dolomitización singenética la cual ocurre durante el estado depositacional y la dolomitización epigenética que ocurre principalmente debajo de la superficie. Los diferentes procesos se pueden describir de la siguiente manera:

a) Primaria: dolomita formada en la interfase agua-sedimento por precipitación química directa.

b) Diagenética: dolomita formada por reemplazamiento del CaCO_3 en los sedimentos, antes de la litificación. Se refiere a una dolomita penecontemporánea en los estados iniciales de la diagénesis, pero seguida directamente por epigénesis.

c) Epigenética: dolomita formada esencialmente por reemplazamiento del CaCO_3 en sedimentos litificados o roca. La dolomita epigenética abarca el período posterior a la consolidación del sedimento.

Modelos de dolomitización singenética.

Este tipo de dolomitización ocurre en los ambientes restringidos donde la evaporación, acompañada generalmente por la formación de minerales producto de ésta como el CaSO_4 , ayudan a disminuir la concentración de Ca en el sistema e incrementan la relación Mg/Ca. En el agua de mar, esta relación es normalmente aproximadamente 3/1 mientras que en estos ambientes de elevada evaporación la relación puede llegar a ser de 10/1, la cual es favorable para la formación de dolomita. Estas condiciones pueden darse en ambientes hipersalinos como zonas supramareales y sabkhas. De acuerdo a este tipo de ambientes se han propuesto cinco modelos principales mostrados a continuación:

a) Modelo de flujo y reflujos de aguas enriquecidas en Mg (Deffeyes, *et al.*, 1965): el modelo general se establece con la presencia de una laguna hipersalina, o una laguna o lago situados en la zona supralitoral. En ambos casos la evaporación permite la formación de minerales evaporíticos como la halita (NaCl),

anhidrita (CaSO_4) o yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) con lo que aumenta la concentración de Mg^{2+} con respecto a Ca^{2+} en solución. El reflujo de las aguas enriquecidas en Mg permite dolomitizar los sedimentos metaestables porosos y permeables de aragonito calcita con alto Mg, situados entre la laguna y el mar.

b) Formación de dolomitas masivas desarrolladas en lagunas plataformales de aguas someras con salinidades moderadamente altas a hipersalinas (Machel y Mountjoy, 1986).

Hsu y Schneider (1973), desarrollaron tres procesos de dolomitización, mostrados a continuación:

c) Dolomitización por capilaridad, donde el agua asciende en la zona vadosa por capilaridad debido a la evaporación.

d) Evaporación y ascenso de las aguas del mar o aguas meteóricas a través de los sedimentos con enriquecimiento en Mg.

e) Evaporación y ascenso de aguas subterráneas enriquecidas en Mg.

Modelos de dolomitización diagenética.

a) Zona de mezcla (Badiozamani, 1973): propone la interacción de un lente de agua dulce, pobre en Mg, con masas de agua salada intersticiales, que representan la principal fuente de Mg. La solución que se produce es subsaturada con respecto a la calcita, pero aún saturada para la dolomita. Esto diluye los iones SO_4^{2-} reduciendo su interacción electrostática con los iones Mg^{2+} , dejándolos con más libertad para sustituir al Ca^{2+} en la estructura de CaCO_3 . La migración o

fluctuación de la interfase entre las dos masas de agua puede depender de la evaporación local, de la sobrecarga producida por el acuífero de agua dulce, de variaciones climáticas, cambios tectónicos regionales o por cambios eustáticos.

b) Influjos de aguas meteóricas ricas en Mg (Jacka y Franco, 1975; Barone, 1976). Las aguas meteóricas al penetrar en el subsuelo se enriquecen en Mg al moverse a través de zonas de sabkha. Las aguas una vez enriquecidas en Mg pueden dolomitizar los sedimentos y las rocas debido a una múltiple nucleación en las zonas de mayor concentración y de nucleación aislada en áreas de menor concentración.

c) Dolomitización por la reacción entre las aguas intersticiales y las calizas a elevadas temperaturas y presiones (Blatt, *et al.* 1972).

d) Modelo Kohout. Dolomitización de los carbonatos en las plataformas y arrecifes por el agua del mar al penetrar en los sedimentos, siempre que exista un mecanismo de bombeo se puede derivar del calor geotermal y por convección los fluidos se mueven hacia las zonas más superficiales dolomitizando los sedimentos. (Kohout, 1967; Kohout, *et al.*, 1977; Simms, 1984; Tucker y Wright, 1990).

e) Dolomitización en profundidad por compactación de arcillas, las cuales expulsan fluidos ricos en Mg. Estos fluidos pueden causar dolomitización de manera puntual sobre la litología calcárea adyacente.

f) Dolomitización en profundidad por flujos hidrotermales: generan dolomitas formadas en zonas de discordancias o relacionadas con fallas por inclusión de fluidos ricos en Mg a más de 100°C.

TRABAJOS PREVIOS

* FIGUEROA, L., et al, (1994), realizaron el análisis estructural-estratigráfico del área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y destacaron su importancia en la exploración de hidrocarburos.

* KUPECZ, J., et al, (2000), realizaron la caracterización y el levantamiento para calificar la calidad de reservorio del Miembro O de la Formación Escandalosa.

* MÉNDEZ B., J., (2002), realizó la caracterización sedimentológica del Miembro O en el área de Borburata.

* 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.

* HENRIQUES C., L., (2004), realizó un modelo geodinámico integrado de la Cuenca de Barinas – Apure y los Andes de Mérida.

* MALDONADO, L., (2004), realizó el Modelo Sedimentológico de los Yacimientos O y P de la Formación Escandalosa, Trampa Bejucal-2e, Cuenca Barinas – Apure.

* MÉNDEZ B., J., (2007), realizó el trabajo titulado: Sabkhas, dolomitas y facturas en el Miembro O de la Formación Escandalosa en la Cuenca de Barinas.

PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

El muestreo fue realizado de acuerdo a ciertos cambios facies apreciables a simple vista, de acuerdo a diferencias en las porosidades y aspectos texturales visibles (tamaño de los cristales, color, presencia o no de clásticos silíceos, etc.). En la Tabla 1 se muestra un esquema de las muestras tomadas y su profundidad.

Tabla 1. Identificación y profundidad de las muestras tomadas.

Núcleos					
MPN - 1X			OBI - 3X		
Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)	Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)
MPN - A	10595	3229,4	OBI - A	10843	3304,9
MPN - B	10598	3230,3	OBI - B	10849	3306,8
MPN - C	10602	3231,5	OBI - C	10851	3307,4
MPN - D	10608	3233,3	OBI - D	10853	3308,0
MPN - E	10615	3235,5	OBI - E	10862	3310,7
MPN - F	10624	3238,2	OBI - F	10869	3312,9
MPN - G	10639	3242,8	OBI - G	10872	3313,8
MPN - H	10648	3245,5	OBI - H	10874	3314,4
MNN - I	10651	3246,4	OBI - I	10880	3316,2
MPN - J	10653	3247,0	OBI - J	10899	3322,0
MPN - K	10655	3247,6	OBI - K	10902	3322,9
MPN - L	10666	3251,0	OBI - L	10903	3323,2

Para realizar en forma detallada el estudio de los elementos Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Na, K, Mn y Zn y así poder determinar posibles ambientes de formación de las dolomitas del Miembro O de la Formación Escandalosa, y establecer los posibles cambios laterales y verticales de quimiofacies, se realizó el procedimiento

recomendado por Robinson (1980), el cual sugiere la disolución de la muestra en dos etapas, donde la solución de la fracción carbonática se realizará a unas condiciones específicas para evitar contaminación proveniente de la fracción no – carbonática. Cabe destacar que no se realizó el análisis elemental de la fracción no – carbonática, pero sí se analizó por Difracción de Rayos – X para obtener su composición mineralógica.

Como primer paso se procedió al tratamiento físico de las muestras, donde se lavaron y secaron por un período de 24 horas. Luego fueron pulverizadas y se procedió a realizar un cuarteo para la obtención de un material representativo. Para asegurar la homogeneidad de las muestras, éstas fueron pasadas por un tamiz de 200 mallas.

Para llevar a cabo el tratamiento químico de cada muestra se pesó 1 g de roca pulverizada, que luego fue colocado en un vaso de precipitado de 100 mL, al cual le fue agregados 10 mL de agua destilada (H_2O) y 25 mL de ácido clorhídrico (HCl) 2 M (digestión ácida). Se dejó disolver por dos horas a temperatura ambiente y luego se filtró cuantitativamente la solución por gravedad, para separar la fase acuosa del residuo siliciclástico. La solución obtenida se recuperó en un balón aforado de 50 mL. El residuo obtenido fue lavado con HCl 2 M para recuperar cuantitativamente la fase carbonática.

Para determinar la concentración de los elementos anteriormente nombrados se utilizó la técnica Espectrometría de Emisión Óptica Inductivamente

Acoplado a Plasma (ICP). Se utilizaron todos los patrones de concentración conocida de los elementos de interés.

El análisis por Difracción de Rayos – X fue realizado tanto en la fase carbonática como en la fase siliciclástica. El tratamiento físico para esta etapa del análisis es igual que el descrito anteriormente. Para este análisis no fue necesario realizar un tratamiento químico. A continuación se muestra un esquema donde se describe el procedimiento experimental realizado (Figura 13).



Figura 13. Esquema experimental para el análisis elemental y mineralógico de las muestras.

PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados obtenidos durante la etapa experimental, donde se analizó por Difracción de Rayos – X las siguientes muestras.

Tabla 2. Muestras analizadas por Difracción de Rayos – X.

Núcleos					
MPN - 1X			OBI - 3X		
Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)	Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)
MPN - A	10595	3229,4	OBI - A	10843	3304,9
MPN - B	10598	3230,3	OBI - B	10849	3306,8
MPN - D	10608	3233,3	OBI - G	10872	3313,8
MPN - E	10615	3235,5	OBI - H	10874	3314,4
MPN - J	10653	3247,0	OBI - J	10902	3322,9
MPN - L	10666	3251,0	OBI - L	10903	3323,2

Los análisis por Espectrometría de Emisión Óptica Inductivamente Acoplado a Plasma (ICP) fueron realizados a la fracción carbonática de todas las muestras, las cuales son presentadas a continuación.

Tabla 3. Muestras analizadas por ICP.

Núcleos					
MPN - 1X			OBI - 3X		
Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)	Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)
MPN - A	10595	3229,4	OBI - A	10843	3304,9
MPN - B	10598	3230,3	OBI - B	10849	3306,8
MPN - C	10602	3231,5	OBI - C	10851	3307,4
MPN - D	10608	3233,3	OBI - D	10853	3308,0
MPN - E	10615	3235,5	OBI - E	10862	3310,7
MPN - F	10624	3238,2	OBI - F	10869	3312,9
MPN - G	10639	3242,8	OBI - G	10872	3313,8
MPN - H	10648	3245,5	OBI - H	10874	3314,4
MNN - I	10651	3246,4	OBI - I	10880	3316,2
MPN - J	10653	3247,0	OBI - J	10899	3322,0
MPN - K	10655	3247,6	OBI - K	10902	3322,9
MPN - L	10666	3251,0	OBI - L	10903	3323,2

Seguidamente se presenta la Tabla 4 con los resultados de la mineralogía presente en las muestras del pozo MPN – 1X obtenidos por Difracción de Rayos – X.

Tabla 4. Resultados mineralógicos del núcleo MPN – 1X.

Núcleo MPN - 1X		
Muestra	Prof. (m)	Minerales reportados
MPN - A	3229,4	Dolomita, cuarzo
MPN - B	3230,3	Dolomita, cuarzo
MPN - D	3233,3	Dolomita, calcita, cuarzo
MPN - E	3235,5	Dolomita, cuarzo, calcita
MPN - J	3247,0	Dolomita, cuarzo
MPN - L	3251,0	Dolomita, cuarzo

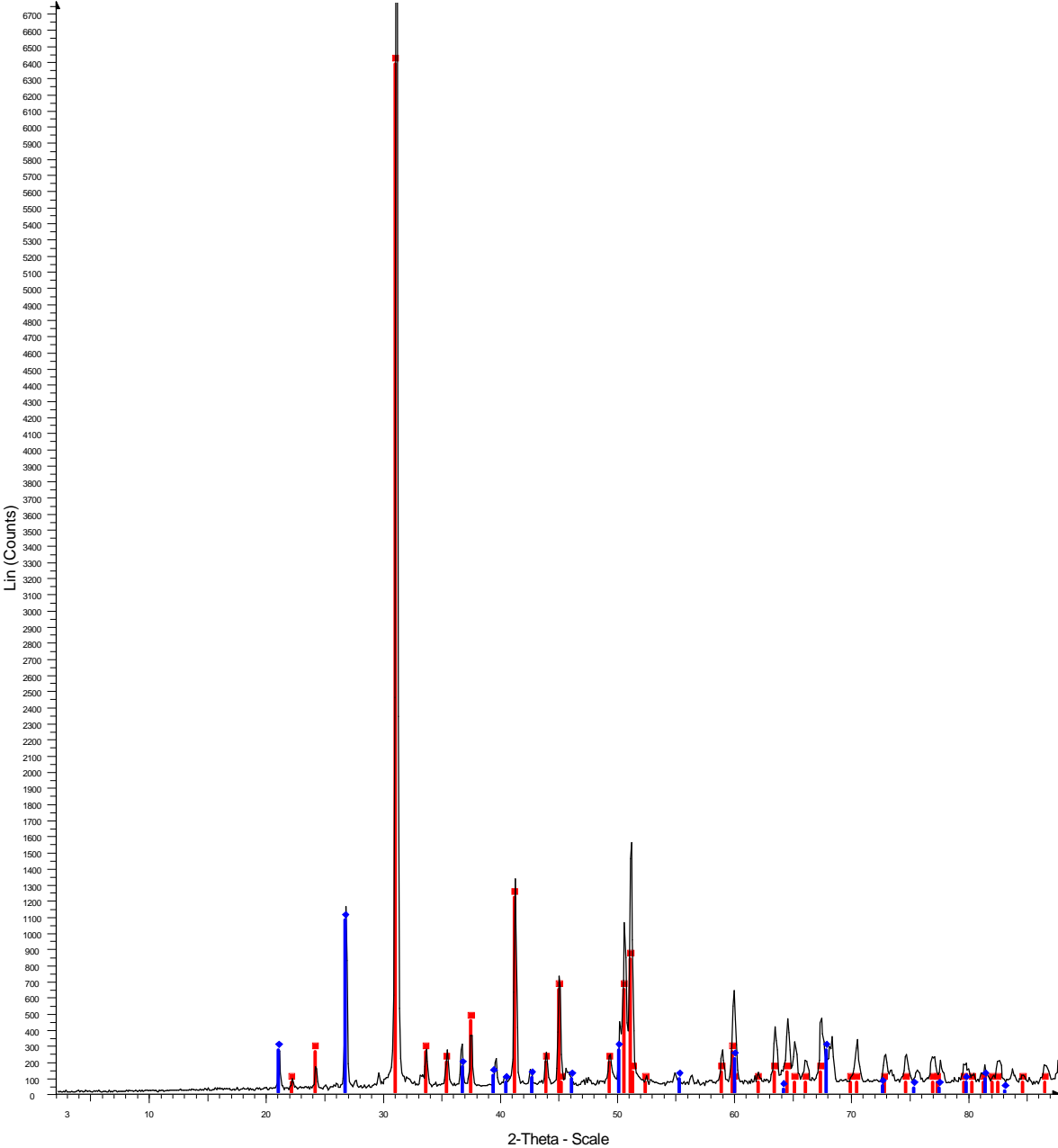
En la Tabla 5 se muestra con los resultados de la mineralogía presente en las muestras del pozo OBI – 3X obtenidos por Difracción de Rayos – X.

Tabla 5. Resultados mineralógicos del núcleo OBI – 3X.

Pozo OBI - 3X		
Muestra	Prof. (m)	Minerales reportados
OBI - A	3304,9	Dolomita, cuarzo
OBI - B	3306,8	Dolomita, cuarzo
OBI - G	3313,8	Dolomita, cuarzo, calcita
OBI - H	3314,4	Dolomita, cuarzo
OBI - J	3322,9	Dolomita, cuarzo, calcita, caolinita
OBI - L	3323,2	Dolomita, cuarzo

En general, se obtuvo tres grupos de muestras las cuales se pueden agrupar en un primer grupo de muestras con sólo dolomita y cuarzo, un segundo grupo de muestras con dolomita, calcita y cuarzo y un tercer grupo que presenta dolomita, calcita, cuarzo y caolinita. A continuación se muestra un espectro de cada grupo mineralógico encontrado en los dos núcleos.

Ivan MPN 10595



Ivan MPN 10595 - File: Ivan MPN 10595.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 88.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25.0 °C (Room) -
Operations: Import
36-0426 (*) - Dolomite - CaMg(CO₃)₂ - Y: 78.30 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
01-0649 (D) - Quartz - SiO₂ - Y: 13.13 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060

Figura 14. Espectro de DRX para la muestra MPN – A. Donde el color rojo representa dolomita y el color azul cuarzo.

Ivan MPN 10615

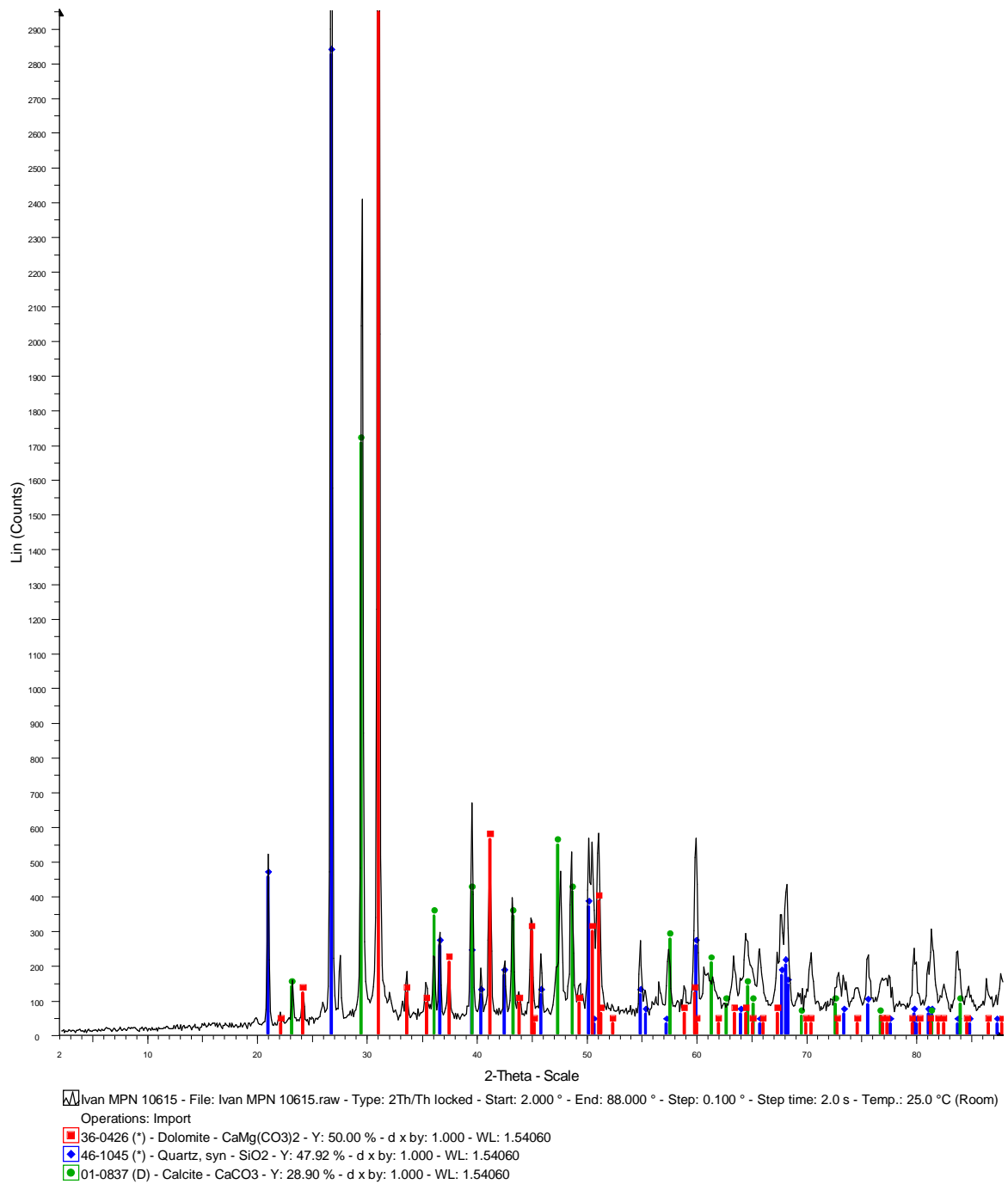
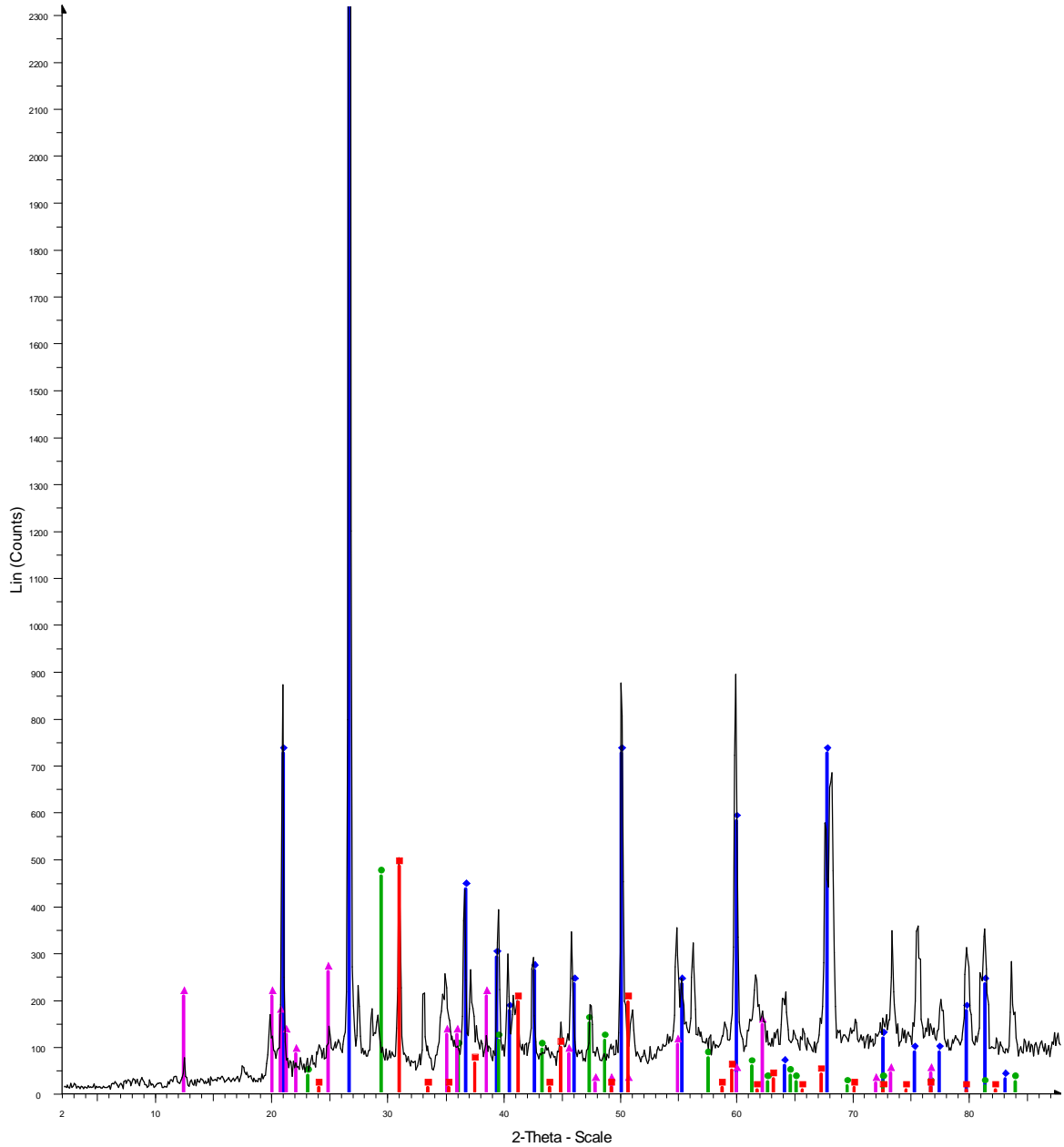


Figura 15. Espectro de DRX para la muestra MPN – E. Donde el color rojo representa dolomita, azul representa cuarzo y verde representa calcita.

Ivan OBI 10902



File: Ivan OBI 10902.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 88.000 ° - Step: 0.100 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25.0 °C (Room) - Time Started: 0
Operations: Import

- 01-0942 (D) - Dolomite - CaO-MgO-2CO₂ - Y: 10.42 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
- 01-0649 (D) - Quartz - SiO₂ - Y: 62.50 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
- 01-0837 (D) - Calcite - CaCO₃ - Y: 9.98 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060
- 01-0527 (D) - Kaolinite - Al₂Si₂O₅(OH)₄ - Y: 5.56 % - d x by: 1.000 - WL: 1.54060

Figura 16. Espectro de DRX para la muestra OBI – K. Donde el color rojo representa dolomita, azul representa cuarzo, verde representa calcita y morado representa caolinita.

En base a los resultados de los análisis mineralógicos obtenidos se puede decir que la dolomita y el cuarzo son minerales constantes a lo largo de ambos núcleos, con presencia de calcita en las zonas medias, como lo es el caso de las muestras MPN – D y MPN – E, y en la zona media y baja del núcleo OBI – 3X como se observa en las muestras OBI – G y OBI – J. Lo cual concuerda con los resultados elementales mostrados más adelante, donde se observa una tendencia general en el núcleo OBI – 3X a disminuir el grado de dolomitización con la profundidad y, a raíz de esto, detectar la presencia de calcita aun no dolomitizada hacia la base del miembro. La presencia de caolinita en la base del Miembro O, detectada en el núcleo OBI – 3X, puede indicar un aporte de clásticos terrígenos a la plataforma carbonática producto de un régimen erosivo que afectó las zonas positivas como por ejemplo el Escudo de Guayana, el cual no tuvo una larga duración.

Para realizar el análisis elemental de la fase carbonática, fue necesario separarla de la fase siliciclástica, como fue explicado durante el procedimiento experimental. La muestra MPN – G fue procesada y analizada por quintuplicado para efectos de conocer la incertidumbre asociada a cada elemento. A continuación se presenta las tablas 6 y 7 con las proporciones de fase carbonática y siliciclástica de cada muestra, expresadas como porcentaje en peso.

Tabla 6. Porcentajes de las fases carbonática y siliciclástica en el núcleo MPN – 1X.

MPN - 1X				
Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)	% Fase Carbonática	% Fase Siliciclástica
MPN - A	10595	3229,4	85	15
MPN - B	10598	3230,3	82	18
MPN - C	10602	3231,5	91	9
MPN - D	10608	3233,3	99	1
MPN - E	10615	3235,5	64	36
MPN - F	10624	3238,2	87	13
MPN - G	10639	3242,8	98	2
MPN - H	10648	3245,5	94	6
MNN - I	10651	3246,4	86	14
MPN - J	10653	3247,0	96	4
MPN - K	10655	3247,6	32	68
MPN - L	10666	3251,0	88	12

Tabla 7. Porcentajes de las fases carbonática y siliciclástica en el núcleo OBI – 3X.

OBI - 3X				
Muestra	Prof. (ft)	Prof. (m)	% Fase Carbonática	% Fase Siliciclástica
OBI - A	10843	3304,9	93	7
OBI - B	10849	3306,8	94	6
OBI - C	10851	3307,4	77	23
OBI - D	10853	3308,0	92	8
OBI - E	10862	3310,7	93	7
OBI - F	10869	3312,9	90	10
OBI - G	10872	3313,8	89	11
OBI - H	10874	3314,4	87	13
OBI - I	10880	3316,2	92	8
OBI - J	10899	3322,0	93	7
OBI - K	10902	3322,9	57	43
OBI - L	10903	3323,2	92	8

Seguidamente, en la Tabla 8, se muestra las concentraciones obtenidas en porcentaje para Ca y Mg del núcleo MPN – 1X.

Tabla 8. Porcentajes de Ca y Mg en el núcleo MPN – 1X.

Núcleo MPN - 1X		
Muestra	%Ca	%Mg
MPN - A	18,89	12,67
MPN - B	19,20	13,09
MPN - C	16,19	14,77
MPN - D	26,65	7,46
MPN - E	29,28	5,47
MPN - F	15,27	15,65
MPN - G	26,97	7,77
MPN - H	14,70	16,08
MNN - I	15,68	16,30
MPN - J	23,25	9,50
MPN - K	29,97	5,16
MPN - L	14,78	15,78

En la Tabla 9 se muestra las concentraciones en ppm obtenidas para Ba, Fe, K, Mn, Na, Sr y Zn del núcleo MPN – 1X y, a continuación, la Tabla 10 muestra las concentraciones promedio y su desviación estándar. Estas concentraciones respecto a la profundidad son graficadas y discutidas más adelante.

Tabla 9. Concentración en ppm de los elementos minoritarios y traza en el núcleo MPN – 1X.

Núcleo MPN - 1X							
Muestra	ppm Ba	ppm Fe	ppm K	ppm Mn	ppm Na	ppm Sr	ppm Zn
MPN - A	483	1207	159	178	98	429	238
MPN - B	479	1206	161	180	87	432	45
MPN - C	168	2900	166	248	92	302	79
MPN - D	164	2286	121	345	50	344	75
MPN - E	206	2797	263	436	93	156	76
MPN - F	597	7249	136	1111	84	199	81
MPN - G	187	2323	129	357	57	343	70
MPN - H	576	5125	132	1030	70	380	63
MNN - I	170	3946	194	554	90	268	44
MPN - J	158	2680	129	286	61	138	48
MPN - K	524	2083	275	302	55	165	97
MPN - L	136	6293	148	1270	93	325	73

Tabla 10. Promedio y desviación estándar asociados a los elementos mayoritarios y traza.

MPN - 1X		
Elemento	Promedio (ppm)	Desviación estándar (ppm)
Ba	321	± 3
Fe	3341	± 40
K	168	± 11
Mn	525	± 11
Na	77	± 5
Sr	290	± 21
Zn	82	± 7

En la Tabla 11 se presenta los porcentajes de carbonato de Ca y Mg presentes en las dolomías de ambos núcleos. El promedio de CaCO_3 para el núcleo MPN – 1X es de 52 % mientras que el promedio de MgCO_3 para este mismo núcleo es de 42 %. Los valores promedio de CaCO_3 y MgCO_3 en el núcleo OBI – 3X son de 42 % y 52 %, respectivamente. De acuerdo a estos valores se puede presentar la estequiometría de la dolomita promedio del núcleo MPN – 1X

como $\text{Ca}_{1,10}\text{Mg}_{0,90}(\text{CO}_3)_2$ y la dolomita promedio del núcleo OBI – 3X como $\text{Ca}_{0,90}\text{Mg}_{1,10}(\text{CO}_3)_2$ siendo, según Warren (2000), la primera una dolomita cálcica y la segunda una dolomita magnésica.

Tabla 11. Porcentajes de carbonato de Ca y Mg para ambos núcleos.

MPN - 1X			OBI - 3X		
Muestra	% CaCO3	% MgCO3	Muestra	% CaCO3	% MgCO3
MPN - A	47,23	44,35	OBI - A	41,97	53,53
MPN - B	48,00	45,82	OBI - B	36,88	58,41
MPN - C	40,48	51,70	OBI - C	54,08	38,01
MPN - D	66,63	26,10	OBI - D	35,35	57,97
MPN - E	73,21	19,15	OBI - E	35,95	57,06
MPN - F	38,17	54,77	OBI - F	38,24	55,18
MPN - G	67,42	27,19	OBI - G	38,10	57,81
MPN - H	36,76	56,27	OBI - H	36,83	57,81
MPN - I	39,20	57,06	OBI - I	37,00	58,91
MPN - J	58,12	33,26	OBI - J	38,95	56,17
MPN - K	74,92	18,06	OBI - K	69,45	23,13
MPN - L	36,94	55,22	OBI - L	39,19	55,53

Calcio y magnesio: los resultados elementales obtenidos para el núcleo MPN-1X, muestra como elementos mayoritarios Ca y Mg, con valores entre 15 y 30 % de Ca y valores entre 6 y 16 % de Mg, lo cual indica una variación en los grados de dolomitización de la roca. Cabe destacar que esta variación no es uniforme, como se observa en la Figura 17. También se puede observar como el aumento de uno de estos dos elementos ocasiona la disminución del otro. Lo cual es lógico, ya que el Ca va a salir de la estructura a medida que avanza el proceso de dolomitización, para dar cabida al Mg.

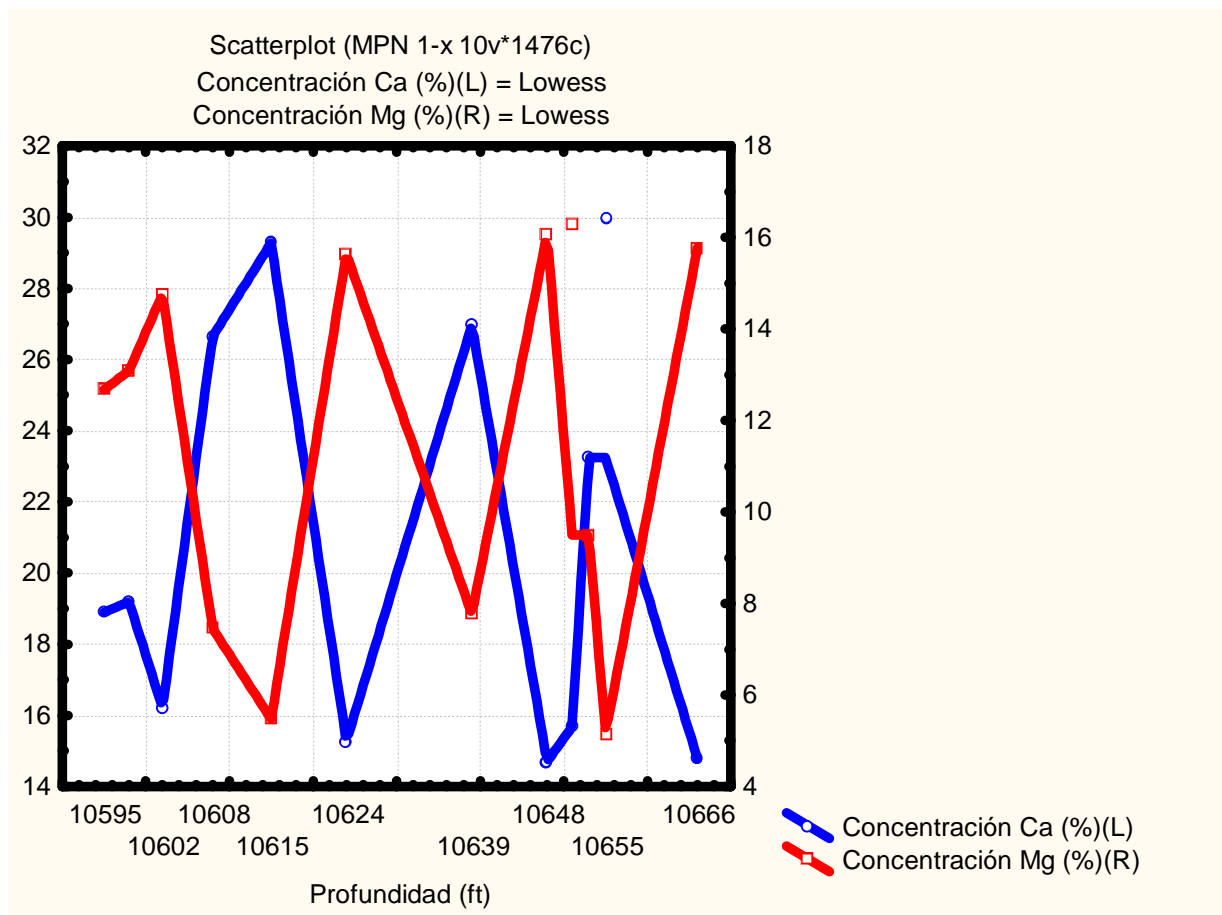


Figura 17. Gráfico de concentraciones en porcentaje de Ca y Mg con respecto a la profundidad.

En la Figura 18, a modo general, se observa una tendencia del Mg a aumentar con la profundidad, lo cual sugiere un proceso de dolomitización más acentuado hacia la base del Miembro O en la zona correspondiente al núcleo MPN – 1X. También se puede observar como el Ca y el Mg presentan tendencias opuestas, lo cual era de esperar.

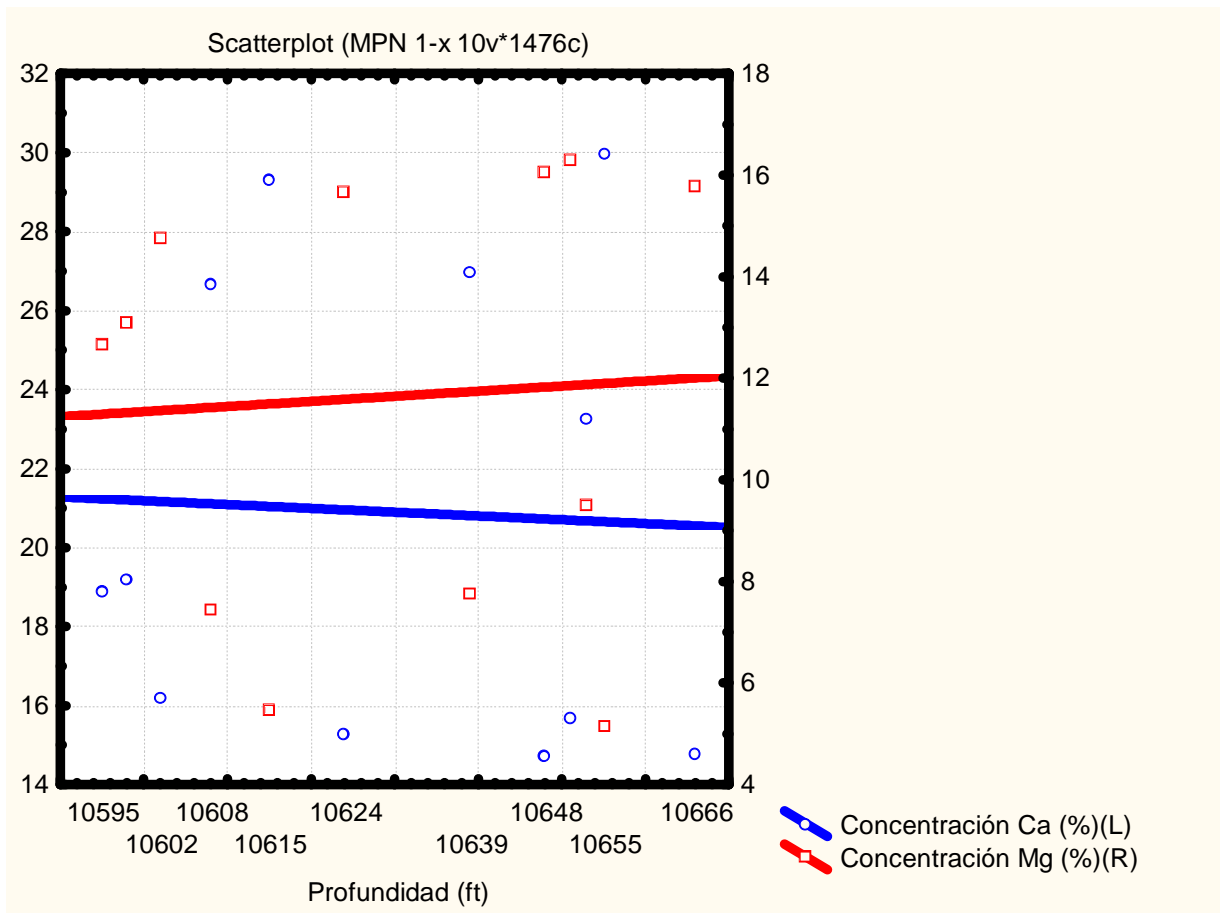


Figura 18. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en porcentaje de Ca y Mg con respecto a la profundidad.

Estroncio y bario: en la Figura 19 se presenta las concentraciones de Sr y Ba con respecto a la profundidad. Los valores de Sr están entre 138 y 432 ppm con un promedio de 290 ppm, mientras que los de Ba están entre 136 y 597 ppm con un promedio de 321 ppm. A modo general tienen concentraciones similares y no hay una clara dependencia de uno con el otro.

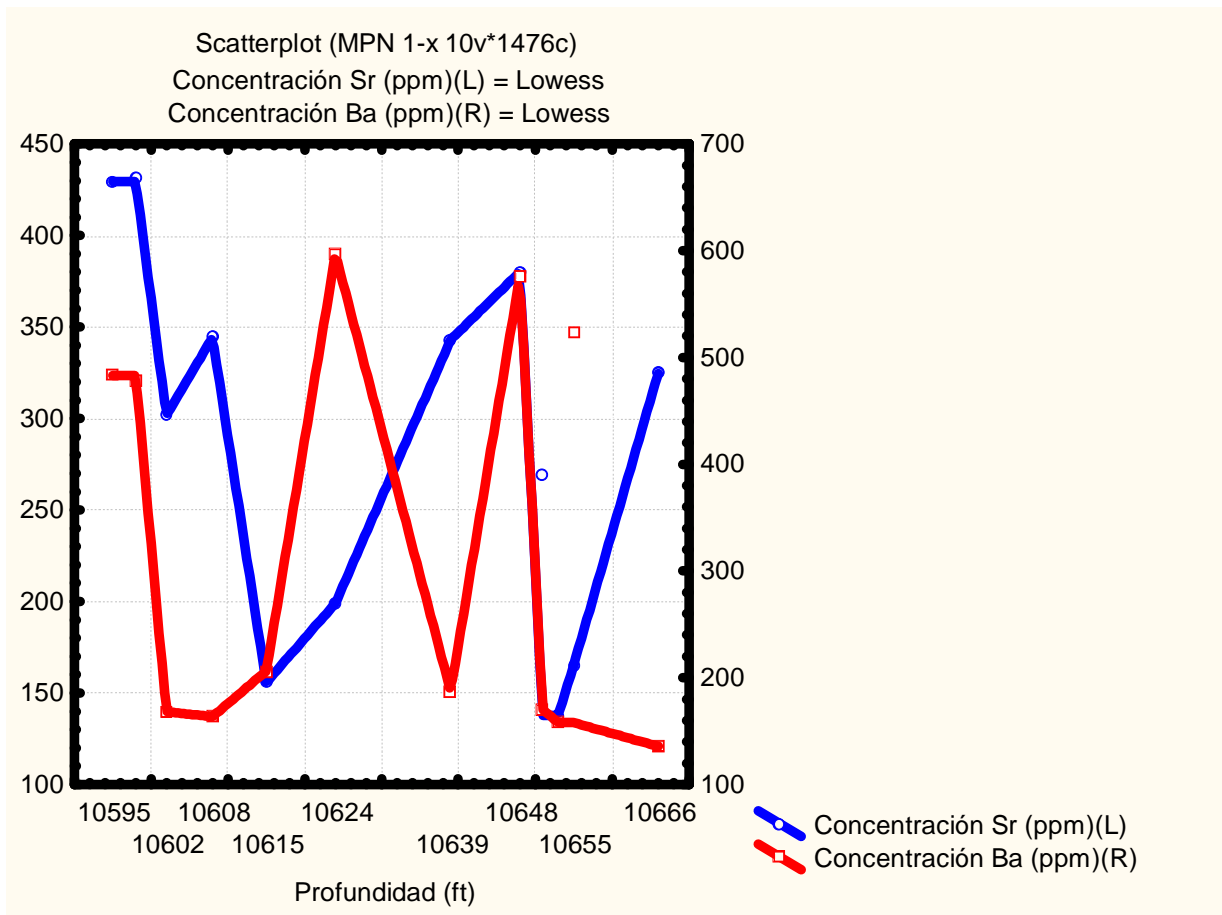


Figura 19. Gráfico de concentraciones en ppm de Sr y Ba con respecto a la profundidad.

Por su radio iónico, estos elementos se encuentran en la posición del Ca y, a modo general, se observa que tienen un comportamiento similar a disminuir con la profundidad. Este comportamiento era de esperar, ya que el proceso de dolomitización es más acentuado hacia la base del miembro (Figura 20).

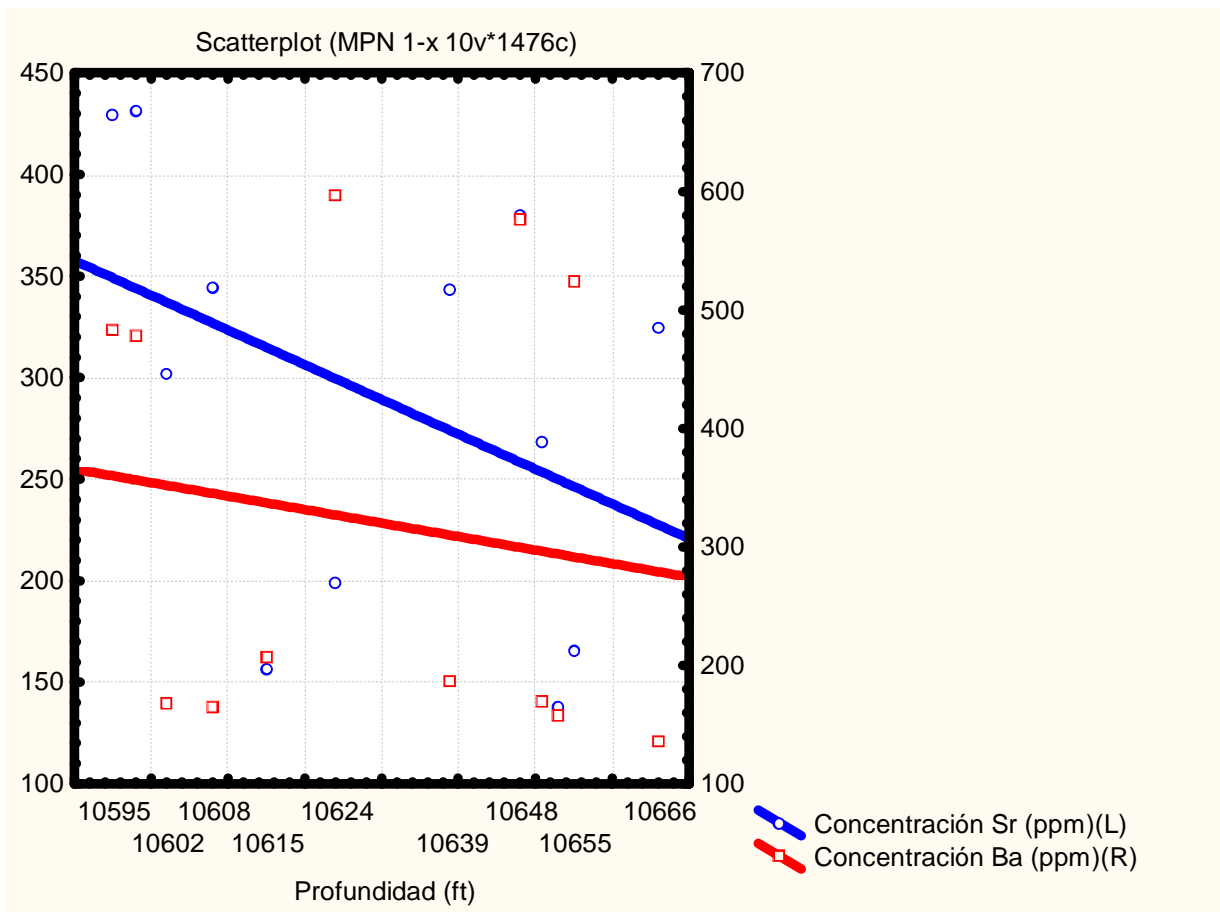


Figura 20. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Sr y Ba con respecto a la profundidad.

Estroncio y sodio: las concentraciones de Na obtenidas se encuentran en el intervalo entre 50 y 98 ppm con un promedio de 77 ppm. Son valores bastante bajos, tomando en cuenta que el Na es incorporado, en muy bajo grado pero mayor a 77 ppm, por los organismos marinos a sus esqueletos carbonáticos (Méndez, 2008).

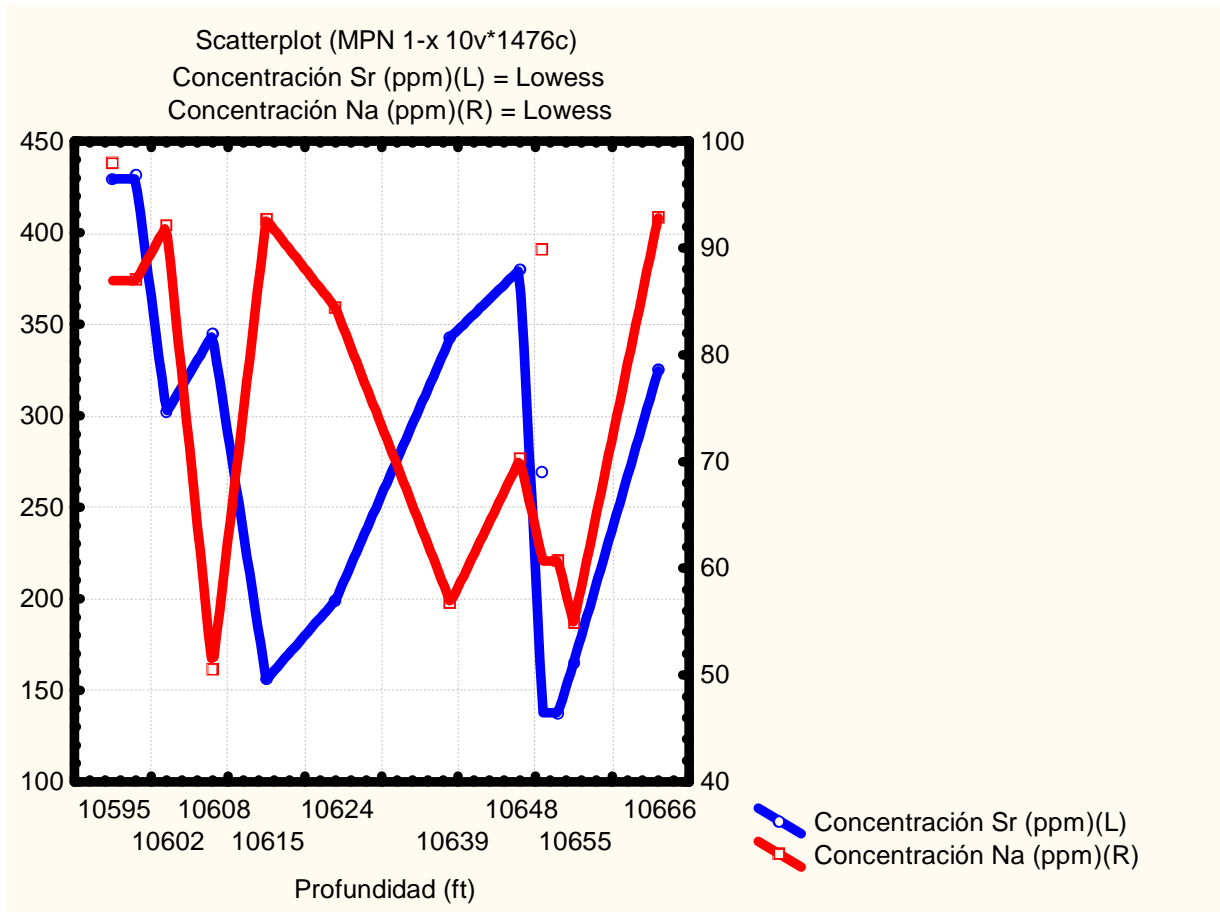


Figura 21. Gráfico de concentraciones en ppm de Sr y Na con respecto a la profundidad.

El Na también sustituye al Ca en la estructura de la dolomita y se puede observar un comportamiento similar al del Sr, el cual tiende a disminuir con la profundidad. Como se explicó anteriormente, el proceso de dolomitización más avanzado hacia profundidades mayores conlleva a una mayor entrada de Mg a la estructura, ocasionando la salida de Na y los elementos traza en general (Suzuki *et al.*, 2005).

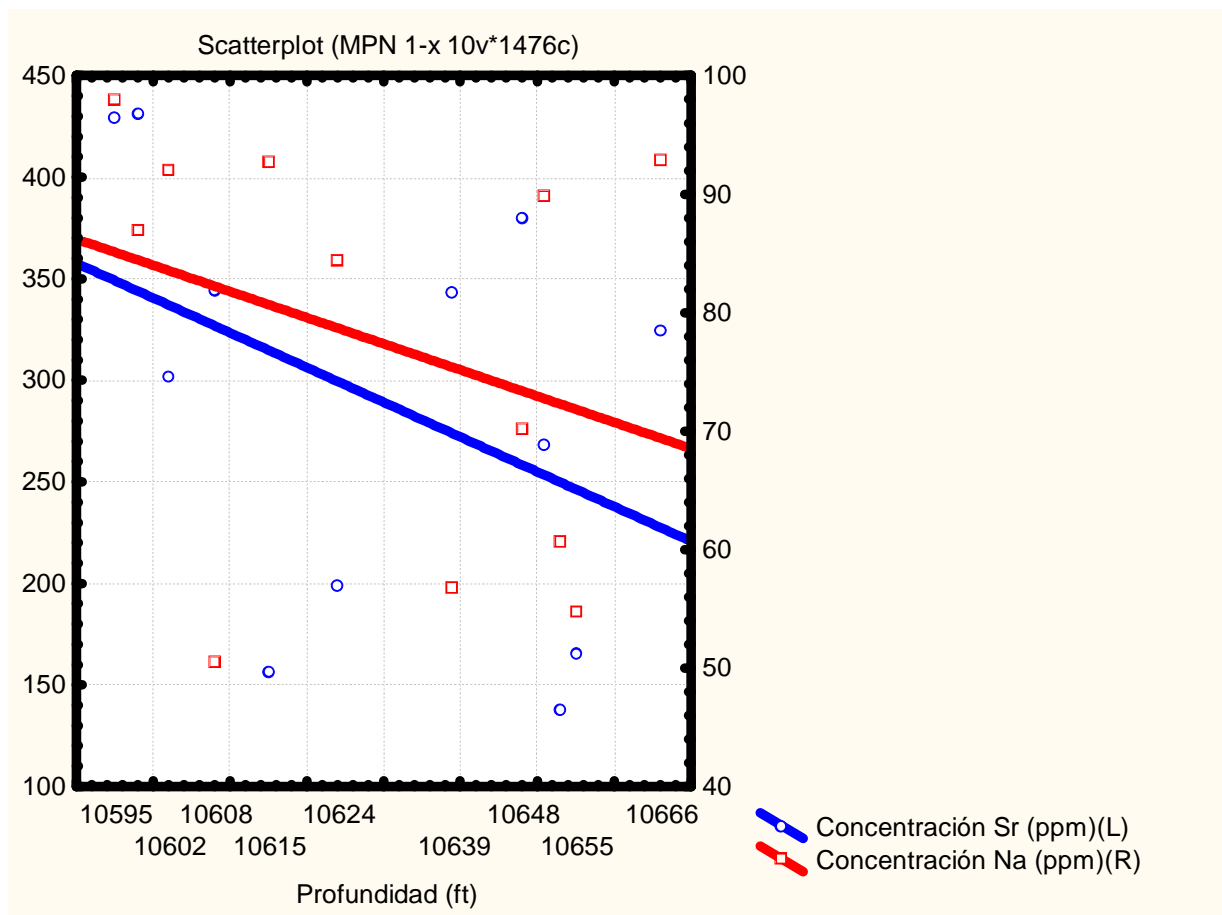


Figura 22. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Sr y Na con respecto a la profundidad.

Hierro y manganeso: en la Figura 23, se presentan las concentraciones de Fe y Mn con respecto a la profundidad. Los valores de las concentraciones de Fe están entre 1206 y 7249 ppm con un promedio de 3341 ppm. El Mn presenta concentraciones entre 178 a 1270 ppm con un promedio de 525 ppm. El Fe y el Mn siempre van a encontrarse en dolomías formadas en superficie pero, de acuerdo a los altos valores obtenidos en ambos núcleos, se llega a la conclusión

de que ambos elementos fueron incorporados por procesos diagenéticos posteriores, mediante fluidos en soterramiento bajo condiciones reductoras (Warren, 2000). Se puede observar un comportamiento muy similar, lo cual sugiere que los eventos de fluidos que atravesaban la roca poseían los iones Fe^{2+} y Mn^{2+} , y descartar la posibilidad de que el Fe y el Mn fueron incorporados a la estructura por distintos fluidos en eventos independientes.

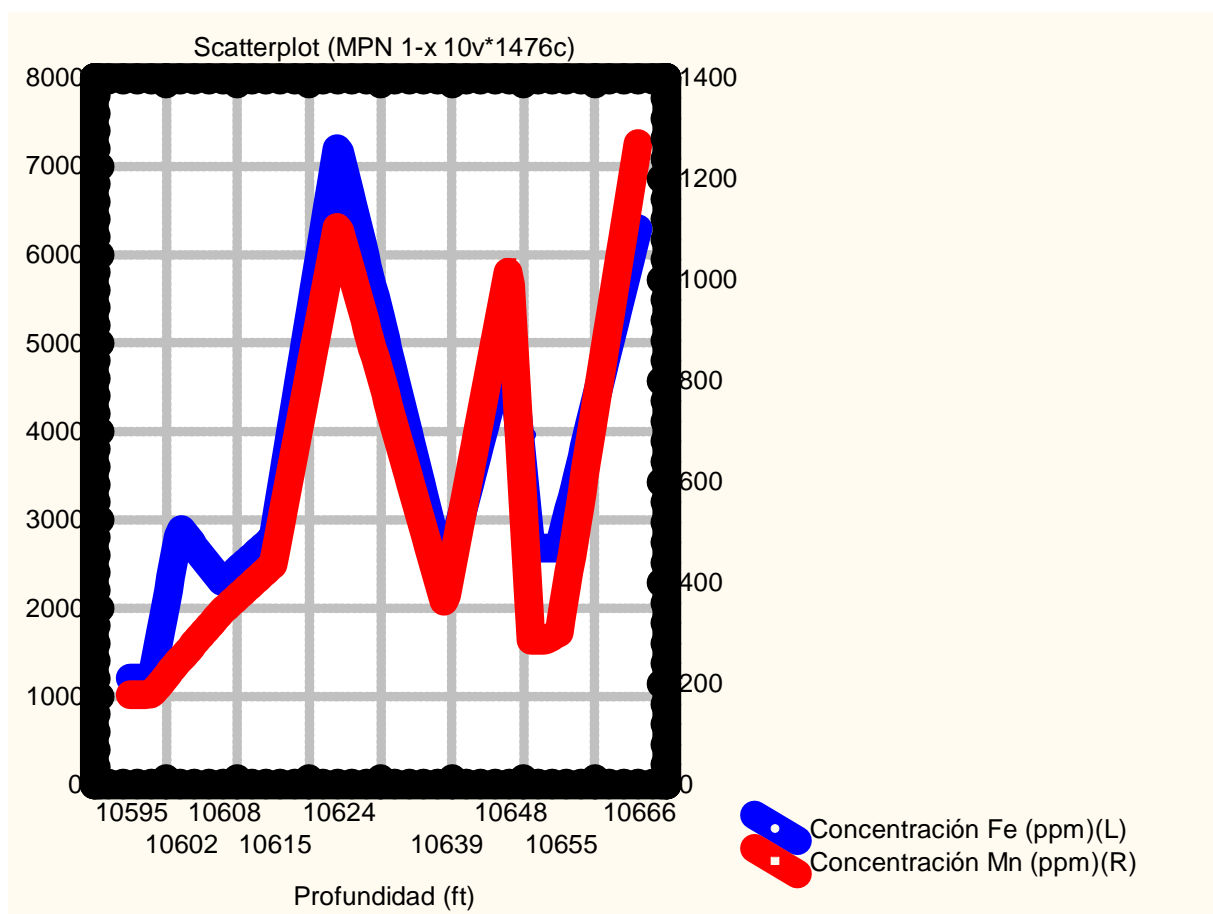


Figura 23. Gráfico de concentraciones en ppm de Fe y Mn con respecto a la profundidad.

Como era de esperar, en la Figura 24, se observa como ambos elementos presentan un comportamiento equivalente, y que su tendencia general es a aumentar con la profundidad. Este aumento de las concentraciones de Fe y Mn con la profundidad era predecible, ya que los radios iónicos de estos elementos le permiten sustituir al Mg en la dolomita, siendo este último más abundante hacia la base debido al incremento del proceso de dolomitización.

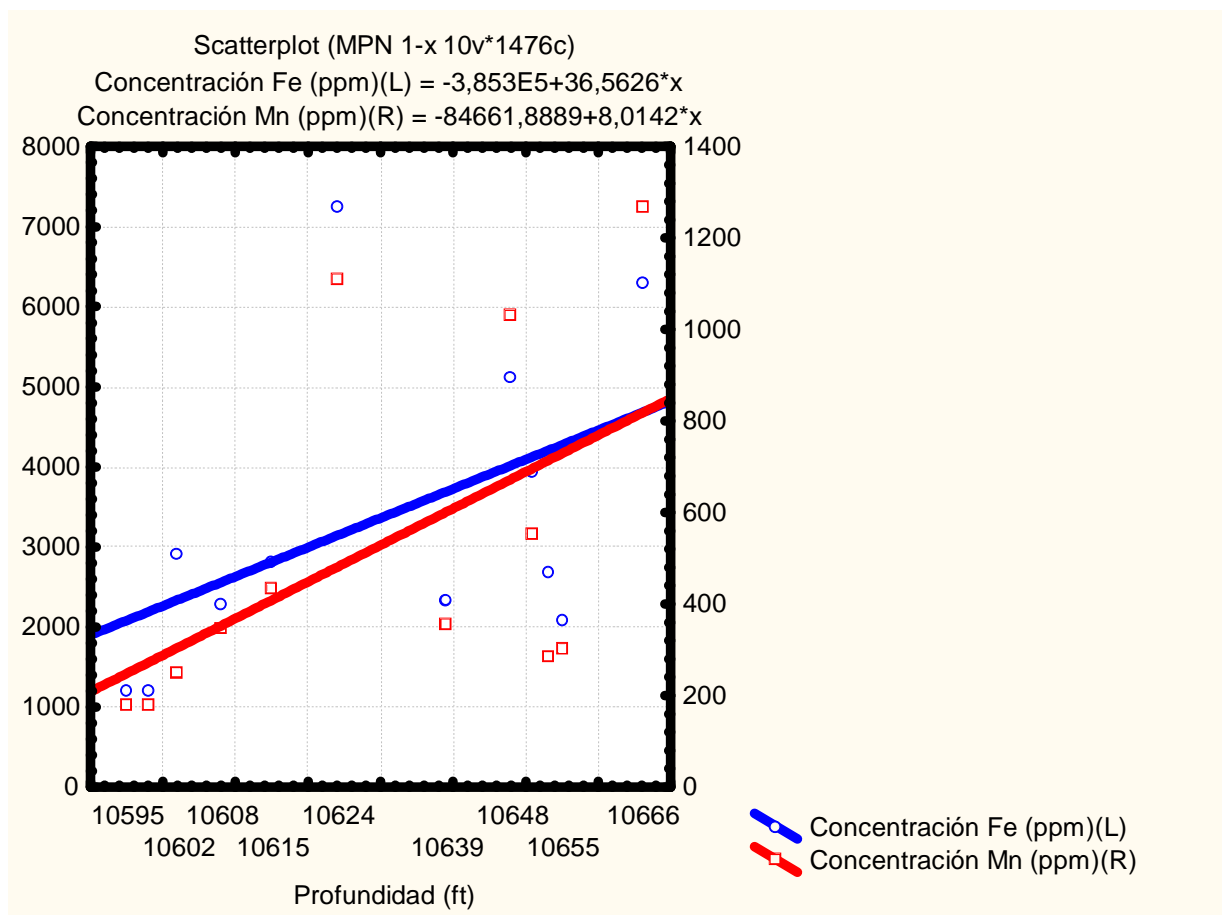


Figura 24. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Fe y Mn con respecto a la profundidad.

Sodio y potasio: en la Figura 25 se observa las concentraciones de Na y K con respecto a la profundidad. Los valores de las concentraciones de K obtenidos están en el intervalo entre 121 y 275 ppm con un promedio de 168 ppm. El K, en general, tiene concentraciones de más del doble de Na. El comportamiento de ambos elementos no se corresponde entre si.

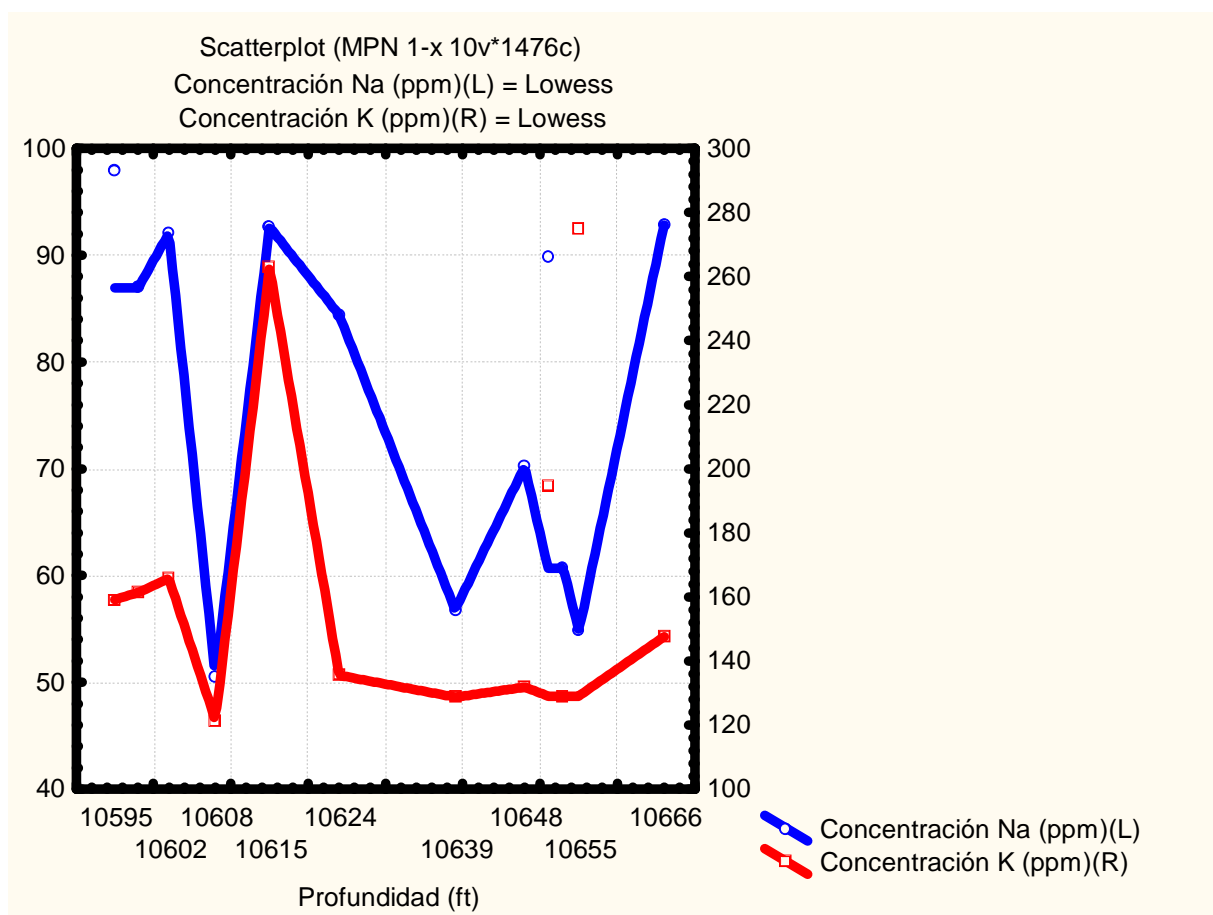


Figura 25. Gráfico de concentraciones en ppm de Na y K con respecto a la profundidad.

En la Figura 26 se presenta las tendencias lineales de las concentraciones de Na y K con la profundidad. Aún cuando ambos elementos sustituyen al Ca en la estructura carbonática, pareciera haber un sustitución preferencial del Na en el proceso de dolomitización que no está afectando al K. Es también posible que no hubiera una sustitución preferencial de Na, sino que las concentraciones originales de Na y K hayan sido fijadas al momento de su incorporación en los organismos en sus partes esqueléticas y que la concentración de K fuera más elevada desde un principio. Es posible, incluso, que lo ocurrido haya sido una mezcla de estos dos procesos.

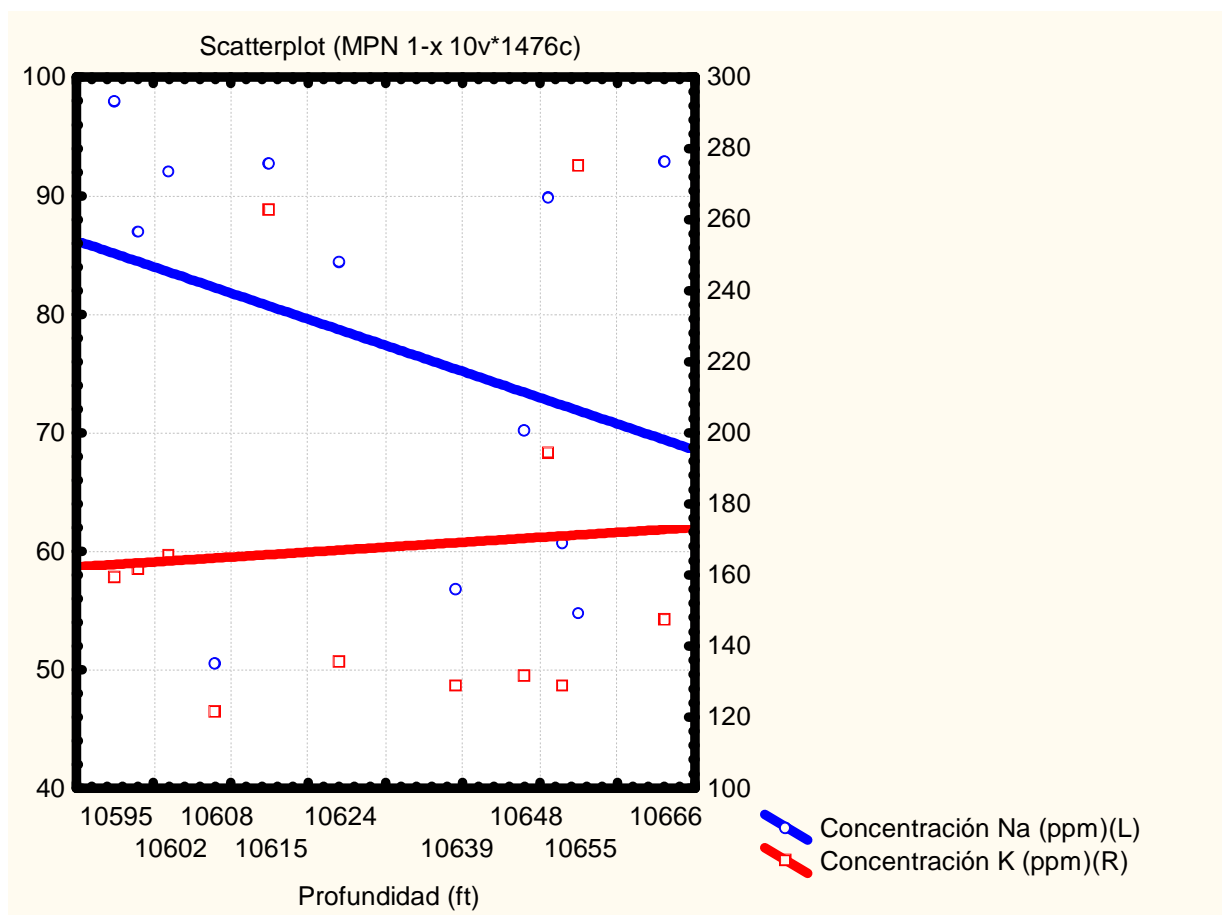


Figura 26. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Na y K con respecto a la profundidad.

Cinc: en la Figura 27 se observa la concentración de Zn con respecto a la profundidad, con concentraciones que se encuentran en el intervalo que va de 44 a 238 ppm con un promedio de 82 ppm. Los bajos valores sugieren la ausencia de algas estromatolitos, las cuales suelen incorporar cantidades notables de Zn a su organismo (Méndez, 2008).

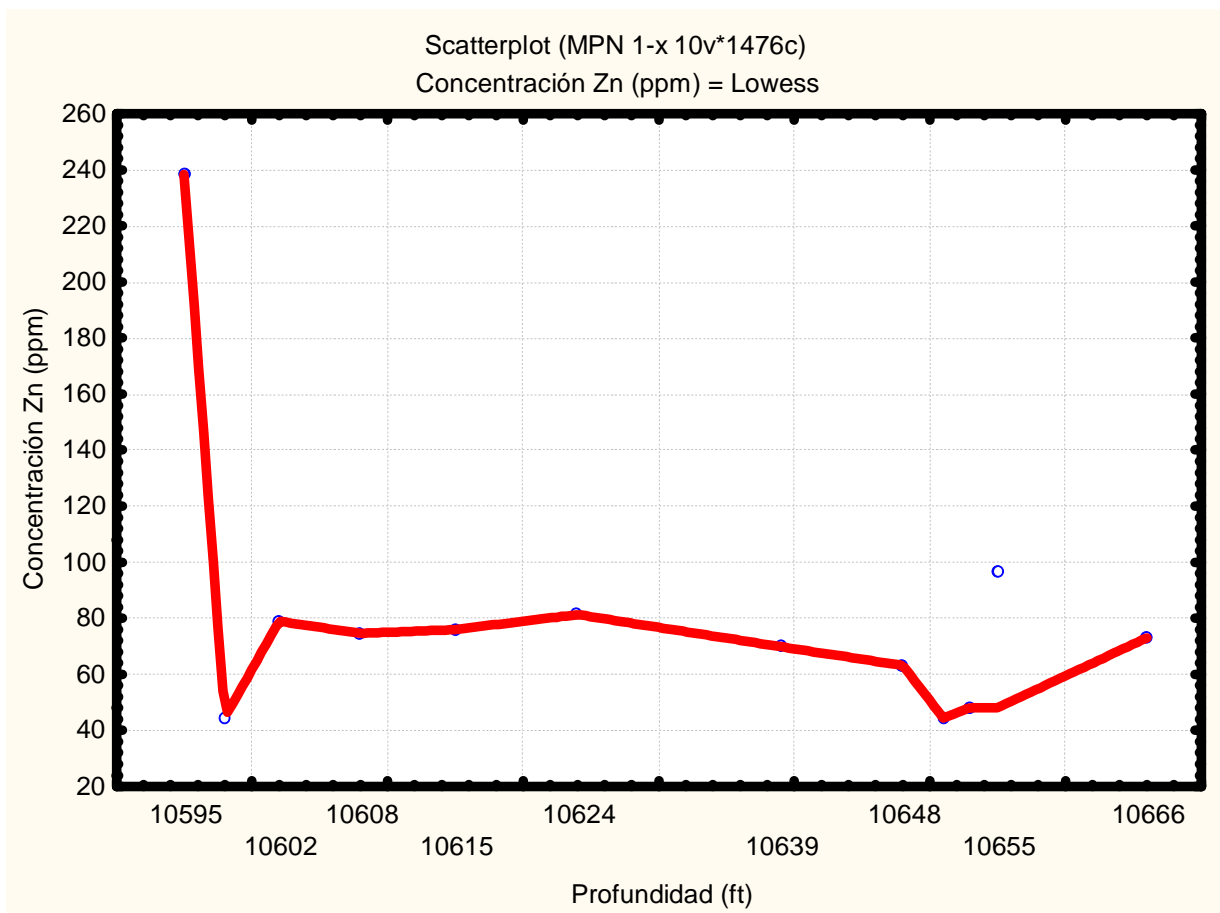


Figura 27. Gráfico de concentración en ppm de Zn con respecto a la profundidad.

En la Figura 28 se observa una tendencia a disminuir con la profundidad. Es posible que el valor perteneciente a la muestra MPN – A, ubicada en el tope de la columna, se deba a un desarrollo importante de algas las cuales incorporan Zn a su organismo, como es el caso de los estromatolitos (Méndez, 2007).

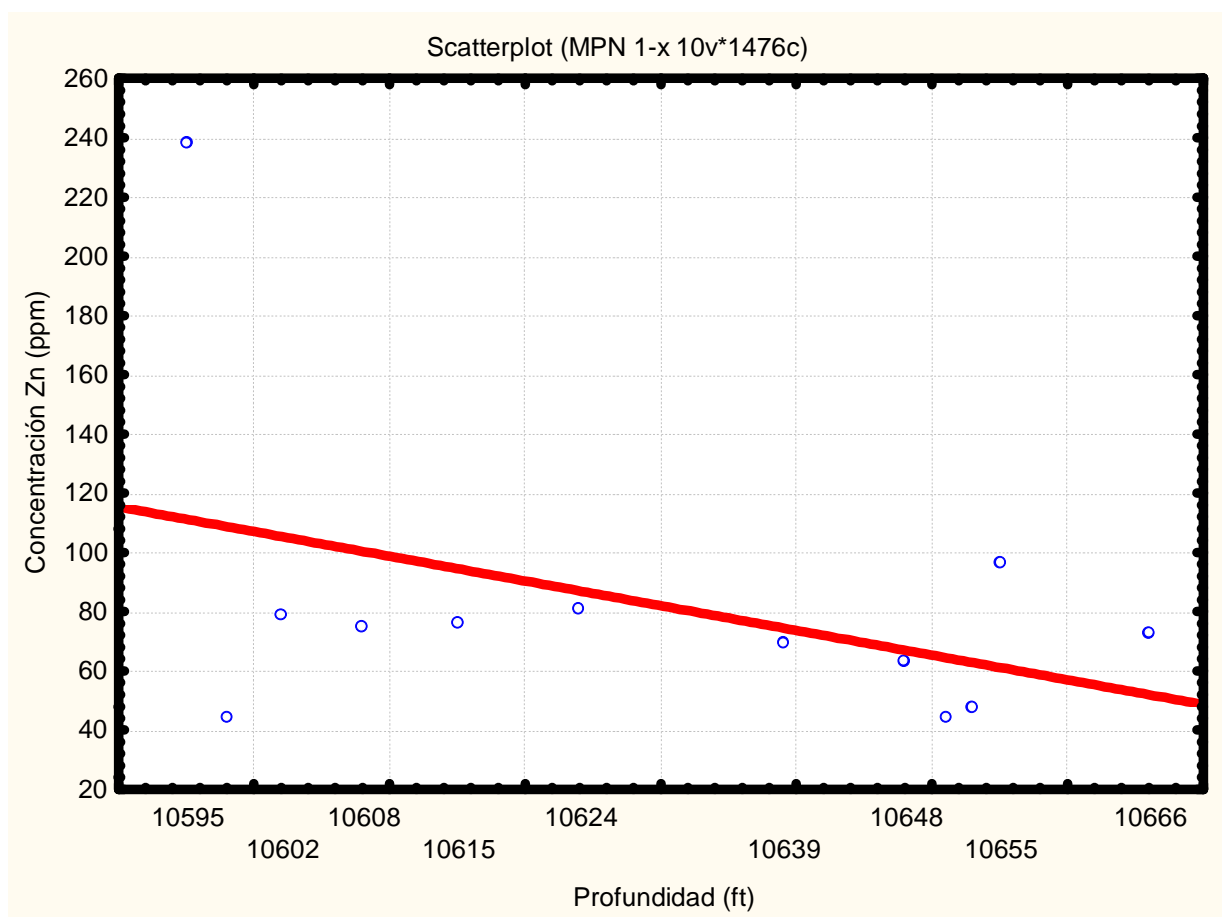


Figura 28. Gráfico de la tendencia lineal de la concentración en ppm de Zn con respecto a la profundidad.

A continuación, en la Tabla 12, se muestra las concentraciones obtenidas en porcentaje para Ca y Mg del núcleo OBI – 3X, cuyos valores luego son representados gráficamente con respecto a la profundidad.

Tabla 12. Porcentajes de Ca y Mg en el núcleo OBI – 3X.

Núcleo OBI - 3X		
Muestra	%Ca	%Mg
OBI - A	16,79	15,29
OBI - B	14,75	16,69
OBI - C	21,63	10,86
OBI - D	14,14	16,56
OBI - E	14,38	16,30
OBI - F	15,29	15,77
OBI - G	15,24	16,52
OBI - H	14,73	16,52
OBI - I	14,80	16,83
OBI - J	15,58	16,05
OBI - K	27,78	6,61
OBI - L	15,68	15,86

En la Tabla 13 se muestra las concentraciones en ppm obtenidas para Ba, Fe, K, Mn, Na, Sr y Zn del núcleo OBI – 3X y las concentraciones promedio y su desviación estándar se muestran en la Tabla 10.

Tabla 13. Concentración en ppm de los elementos minoritarios y traza en el núcleo

OBI – 3X.

Núcleo OBI - 3X							
Muestra	ppm Ba	ppm Fe	ppm K	ppm Mn	ppm Na	ppm Sr	ppm Zn
OBI - A	207	834	181	202	297	267	69
OBI - B	136	2879	174	408	310	248	44
OBI - C	159	1989	188	435	300	275	58
OBI - D	701	2762	174	582	304	336	46
OBI - E	137	4690	187	982	102	283	58
OBI - F	177	5158	192	1115	87	291	69
OBI - G	211	4471	153	819	89	380	48
OBI - H	1197	7303	347	1649	108	415	145
OBI - I	159	6619	221	1467	96	401	74
OBI - J	169	9396	324	2562	92	356	50
OBI - K	131	5038	629	200	79	168	63
OBI - L	147	10188	195	2941	108	387	53

Calcio y magnesio: en la Figura 29 se presenta las concentraciones de Ca y Mg con respecto a la profundidad. Los valores de Ca se encuentran en el intervalo entre 14 y 28 % y los valores de las concentraciones de Mg se encuentran en el intervalo entre 7 y 17 %. Para el núcleo OBI – 3X se observa nuevamente variaciones importantes respecto al grado de dolomitización de la roca. A diferencia del núcleo MPN – 1X, en este núcleo se puede observar una variación más uniforme del grado de dolomitización hacia el centro del Miembro O, a partir de la muestra OBI - D, donde hay una dolomitización más acentuada, la cual se mantiene hasta la muestra OBI – J, donde vuelve a disminuir el grado de dolomitización hasta la base del miembro.

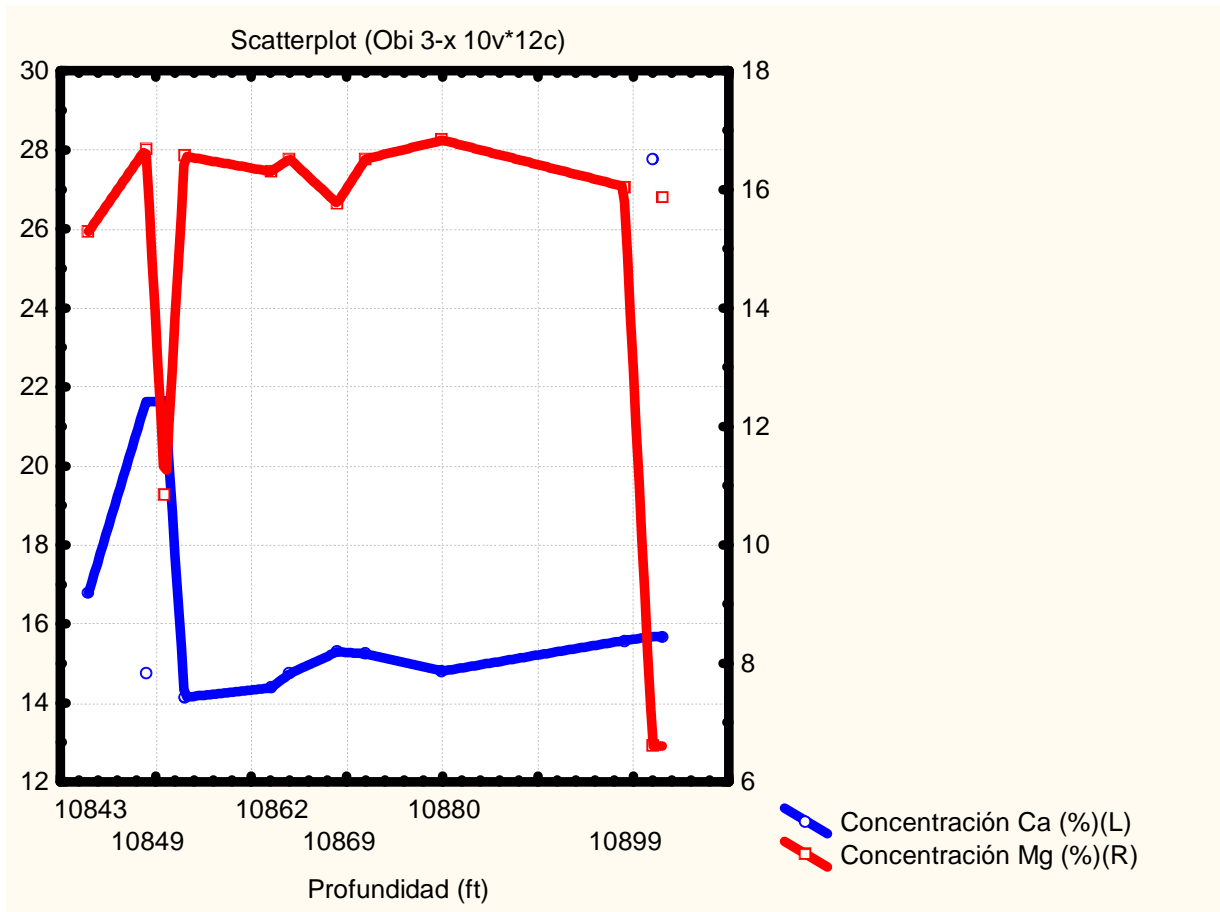


Figura 29. Gráfico de concentraciones en porcentaje de Ca y Mg con respecto a la profundidad.

En la Figura 30 también se puede observar una diferencia esencial con respecto al núcleo MPN – 1X, que consiste en una disminución, a modo general, del Mg con respecto a la profundidad, lo cual sugiere una atenuación del grado de dolomitización con la profundidad.

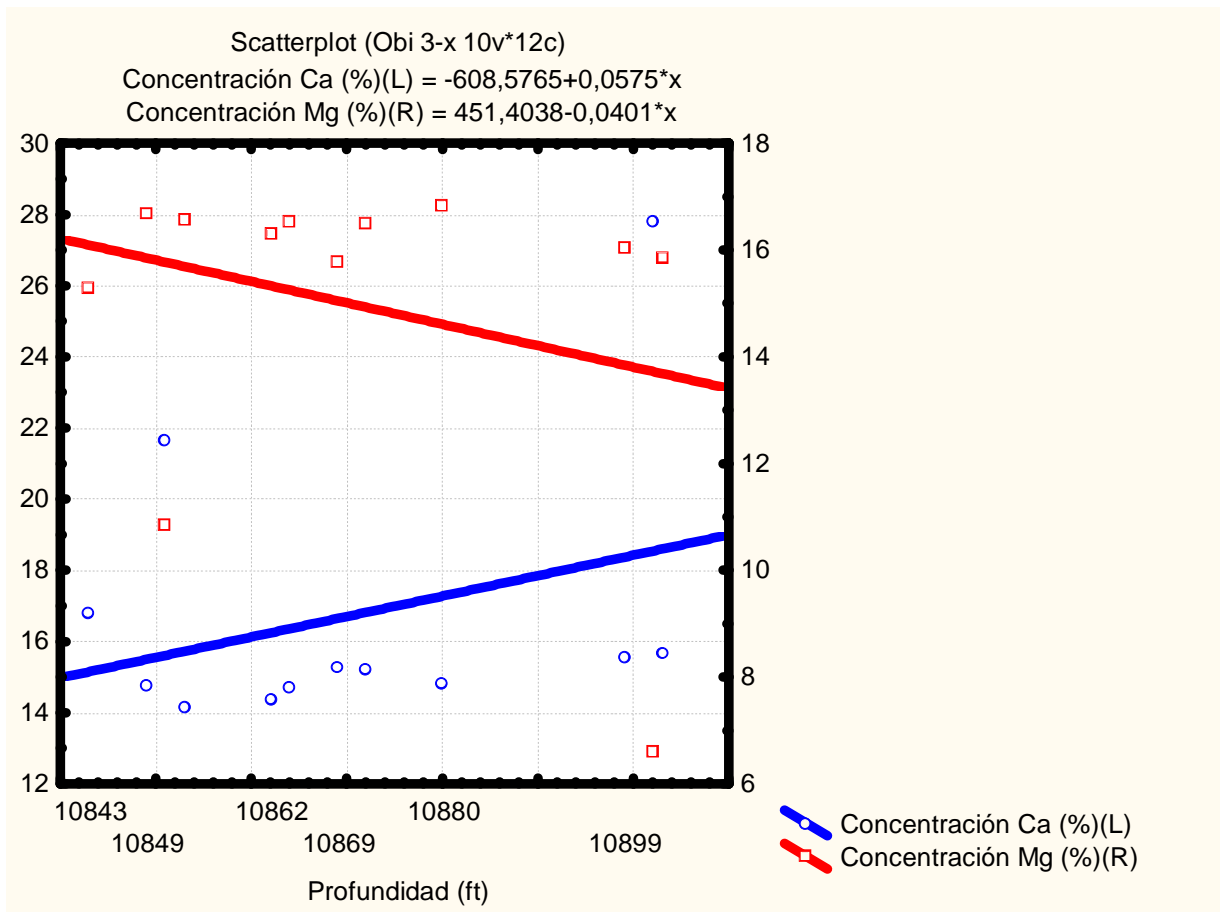


Figura 30. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en porcentaje de Ca y Mg con respecto a la profundidad.

Estroncio y bario: en la Figura 31 se presenta las concentraciones de Sr y Ba. Los valores de las concentraciones de Sr se encuentran en el intervalo que va de 168 a 414 ppm con un promedio de 317 ppm. Los valores de Ba se encuentran en el intervalo entre 131 y 1197 ppm con un promedio de 292 ppm. No se observa un comportamiento similar entre estos dos elementos.

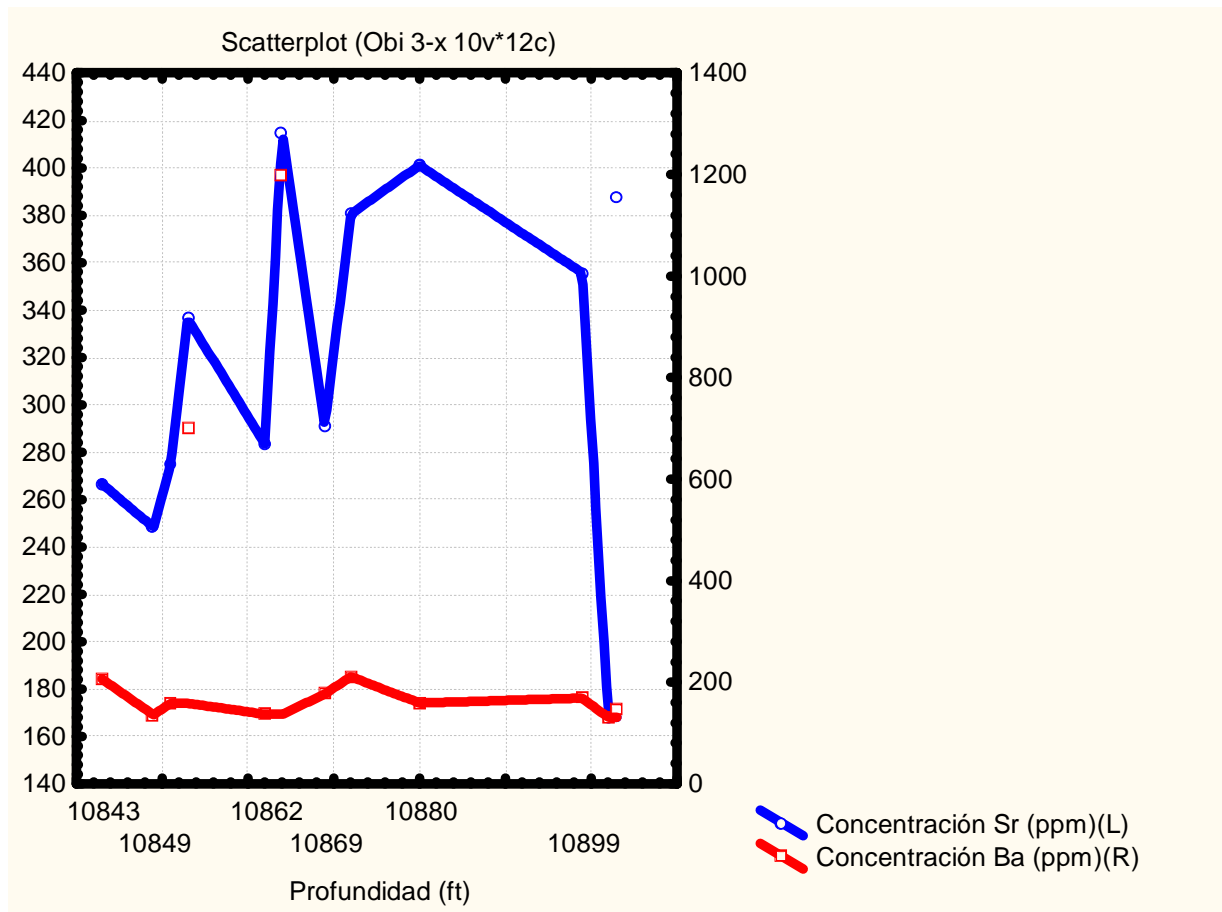


Figura 31. Gráfico de concentraciones en ppm de Sr y Ba con respecto a la profundidad.

Con respecto a su tendencia lineal con la profundidad, como se observa en la Figura 32, los comportamientos del Sr y el Ba son opuestos. Si se tomara como valor anómalo el valor de Ba obtenido en la muestra OBI – H, se obtiene que los valores de Ba ni aumentan ni disminuyen notablemente con la profundidad. El aumento global de Sr con la profundidad si se corresponde con los valores obtenidos de Ca y Mg, ya que el Sr sustituye al Ca en la estructura carbonática y la tendencia del Ca es a aumentar con la profundidad.

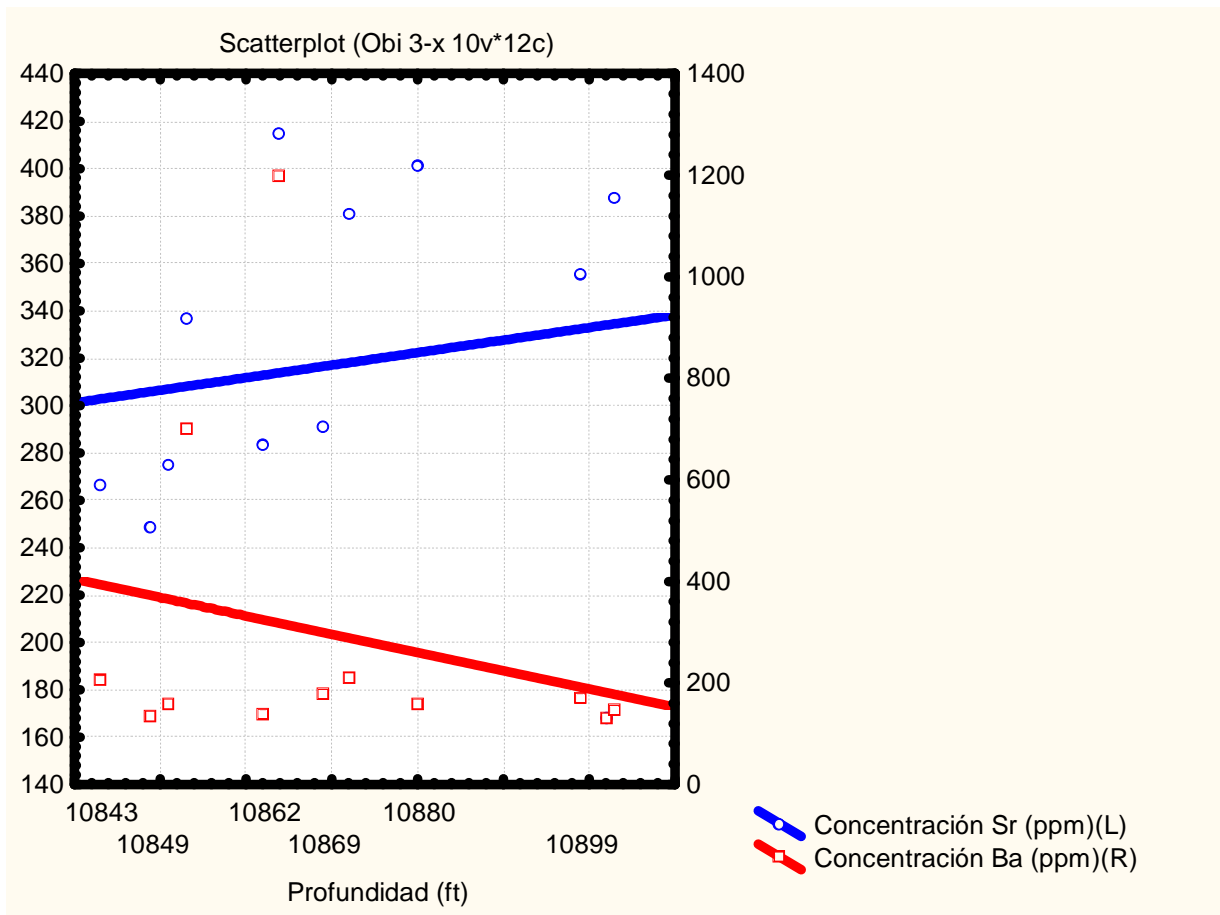


Figura 32. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Sr y Ba con respecto a la profundidad.

Estroncio y sodio: en la Figura 33 se observa las concentraciones Sr y Na con respecto a la profundidad. Los valores de concentración obtenidas para el Na se encuentran en el intervalo entre 79 y 310 ppm con un promedio de 164 ppm. En este núcleo se obtuvieron valores más altos de Na que en el núcleo MPN – 1X.

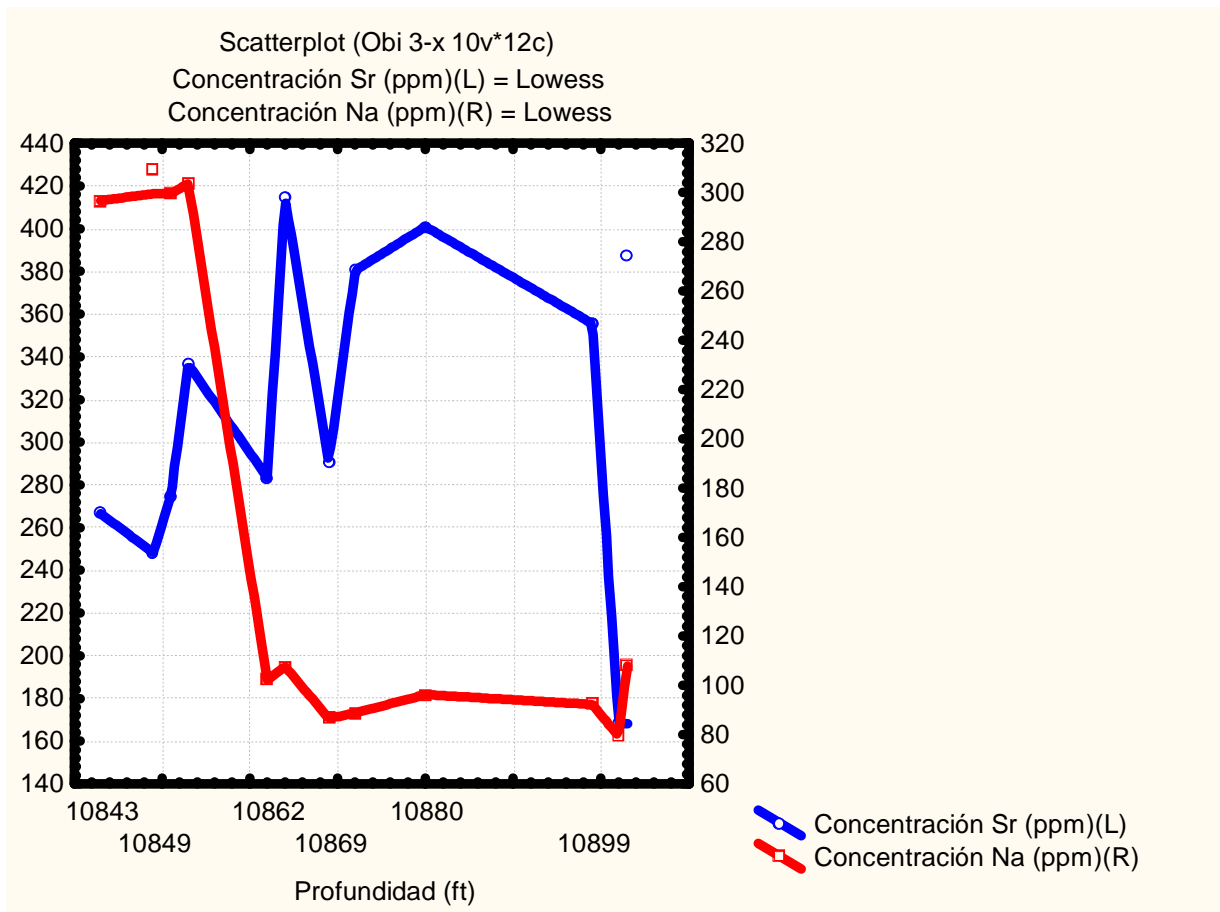


Figura 33. Gráfico de concentraciones en ppm de Sr y Na con respecto a la profundidad.

En la Figura 34 se presenta igualmente una tendencia general del Na a disminuir con la profundidad. Se observa valores más altos en el tope del miembro y luego una disminución drástica, a casi la tercera parte, a una profundidad de 10862 pies (muestra OBI – E). Al igual que el Ba, este comportamiento no corresponde con los valores de Ca y Mg obtenidos para este núcleo, lo cual sugiere un proceso distinto a la simple sustitución del Ca por el Mg en el proceso de dolomitización. El aumento del Sr con la profundidad se puede deber a la

disminución del proceso de dolomitización, el cual sustituye en mayor medida al Sr hacia el tope del miembro.

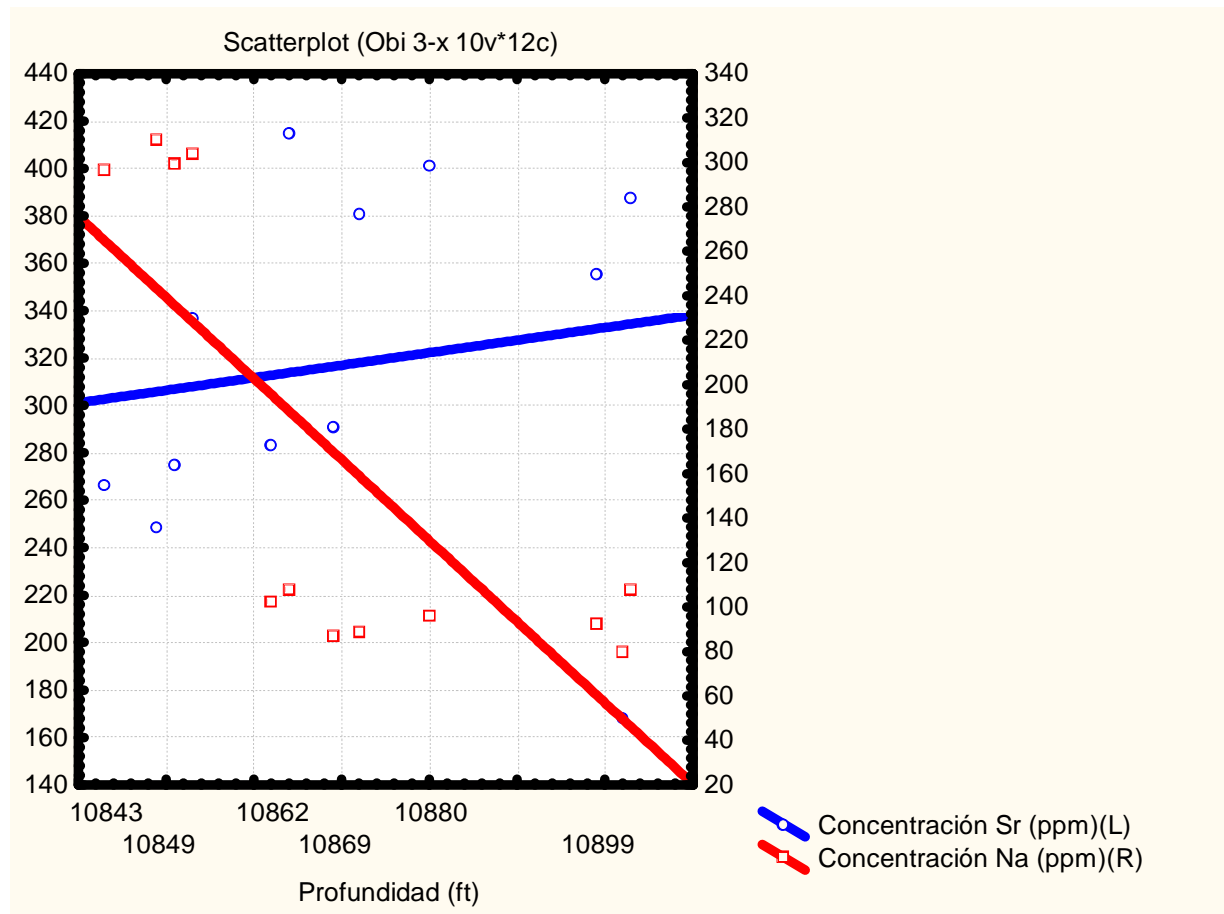


Figura 34. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Sr y Na con respecto a la profundidad.

Hierro y manganeso: en la Figura 35 se presenta las concentraciones de Fe y Mn con respecto a la profundidad. Los valores de concentración obtenidos para el Fe se encuentran en el intervalo entre 834 y 10.188 ppm con un promedio de

5.110 ppm. Los valores para el Mn están entre 200 y 2.941 ppm con un promedio de 1114 ppm.

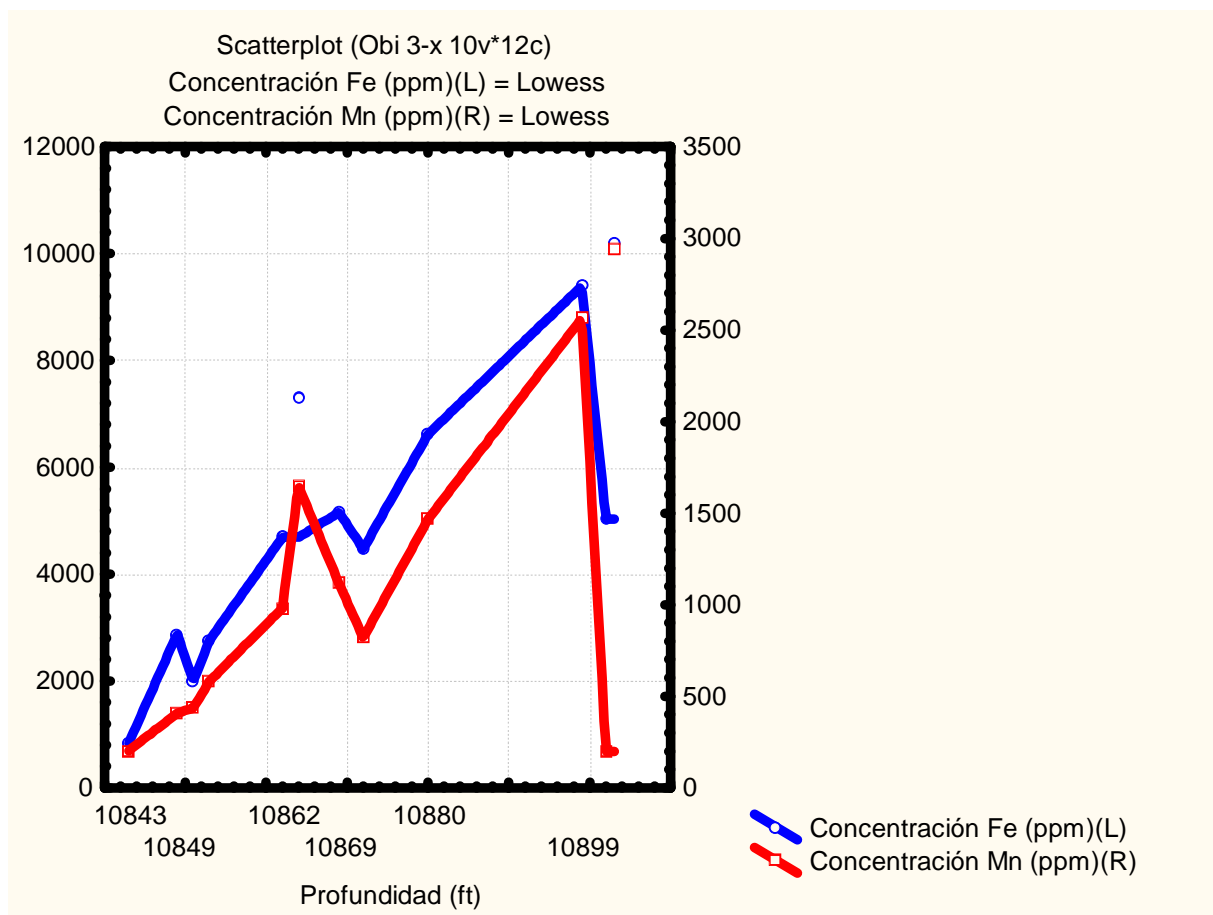


Figura 35. Gráfico de concentraciones en ppm de Fe y Mn con respecto a la profundidad.

En la Figura 36 se observa que el comportamiento del Fe y el Mn, al igual que en el núcleo MPN – 1X, es muy similar y aumentan en gran medida con la profundidad. Esto sugiere que los fluidos que atravesaron la roca correspondiente al núcleo MPN – 1X tenían las mismas características y probablemente originados

por el mismo evento que los que actuaron sobre la roca correspondiente al núcleo OBI – 3X, sólo que en mayor proporción para este último.

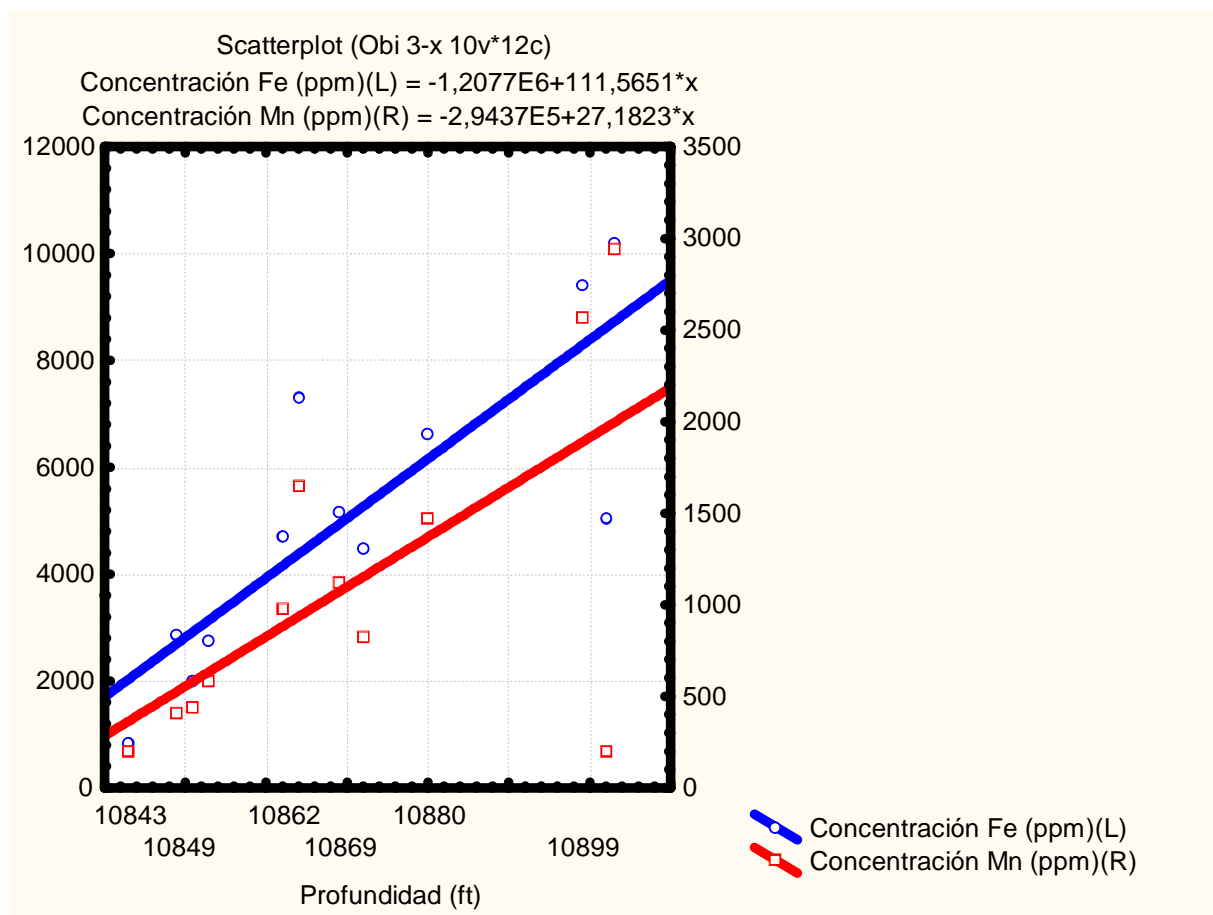


Figura 36. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Fe y Mn con respecto a la profundidad.

Sodio y potasio: en la Figura 37 se presenta las concentraciones de Na y K con respecto a la profundidad. Los valores obtenidos para el K están entre 152 y 628 ppm con un promedio de 247. Al igual que en el núcleo MPN – 1X, el

comportamiento de Na y K son opuestos, aun cuando ambos sustituyen al Ca en la dolomita y deberían mostrar comportamientos similares.

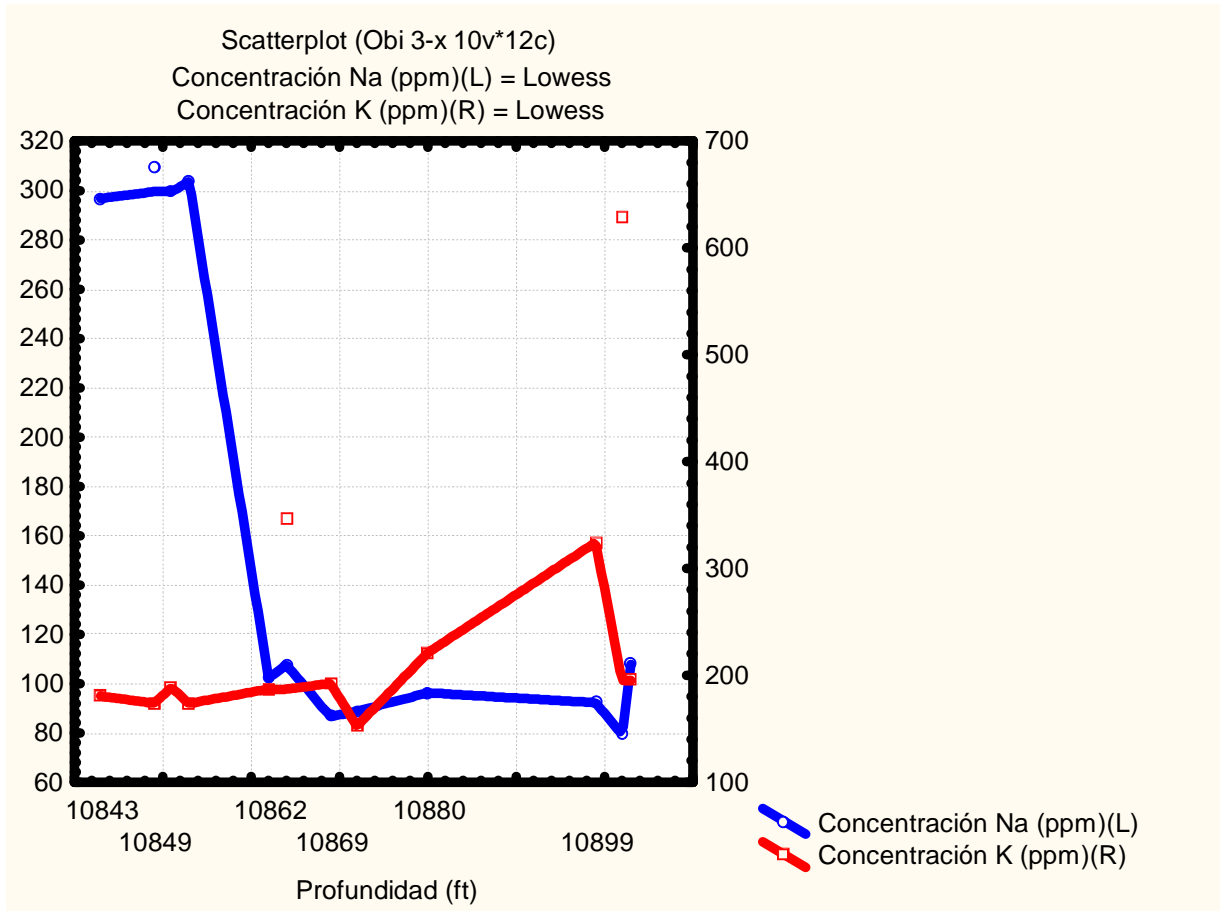


Figura 37. Gráfico de concentraciones en ppm de Na y K con respecto a la profundidad.

En la Figura 38 se muestra las tendencias lineales con respecto a la profundidad del Na y K. De manera análoga al núcleo MPN – 1X, el K presenta un comportamiento equivalente al del Ca, el cual aumenta con la profundidad, sugiriendo un proceso de dolomitización más acentuado hacia el tope del miembro.

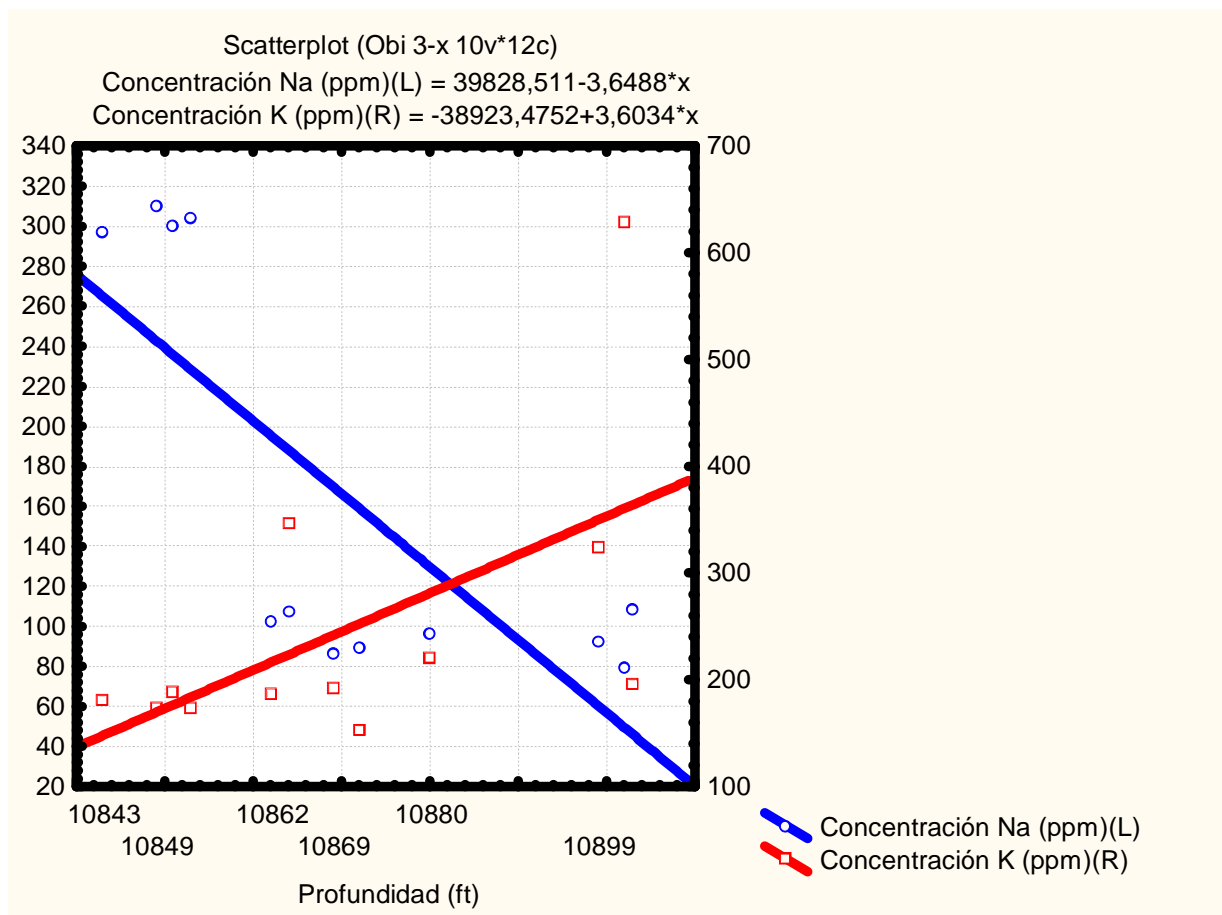


Figura 38. Gráfico de las tendencias lineales de la concentración en ppm de Na y K con respecto a la profundidad.

Cinc: en la Figura 39 se presenta las concentraciones de Zn con respecto a la profundidad. Los valores obtenidos se encuentran en el intervalo entre 44 y 145 ppm con un promedio de 65 ppm. Al igual que en el núcleo MPN – 1X, los valores de Zn son razonablemente constantes con la profundidad.

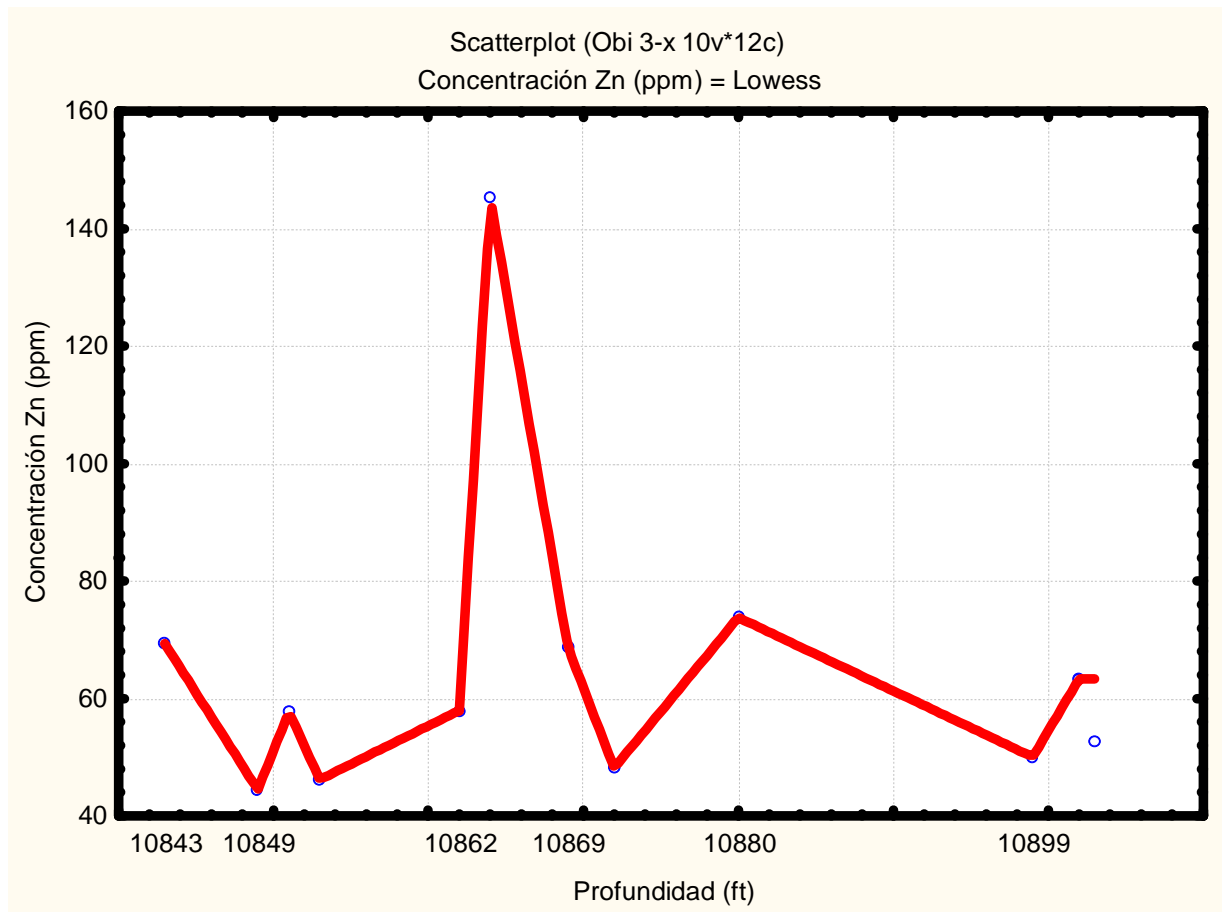


Figura 39. Gráfico de concentración en ppm de Zn con respecto a la profundidad.

En la Figura 40 se presenta la tendencia lineal del Zn con la profundidad, el cual no parece tener una correlación con la profundidad. El valor presentado por la muestra OBI – H podrían sugerir un desarrollo importante de algas tipo estromatolito, según Méndez (2007).

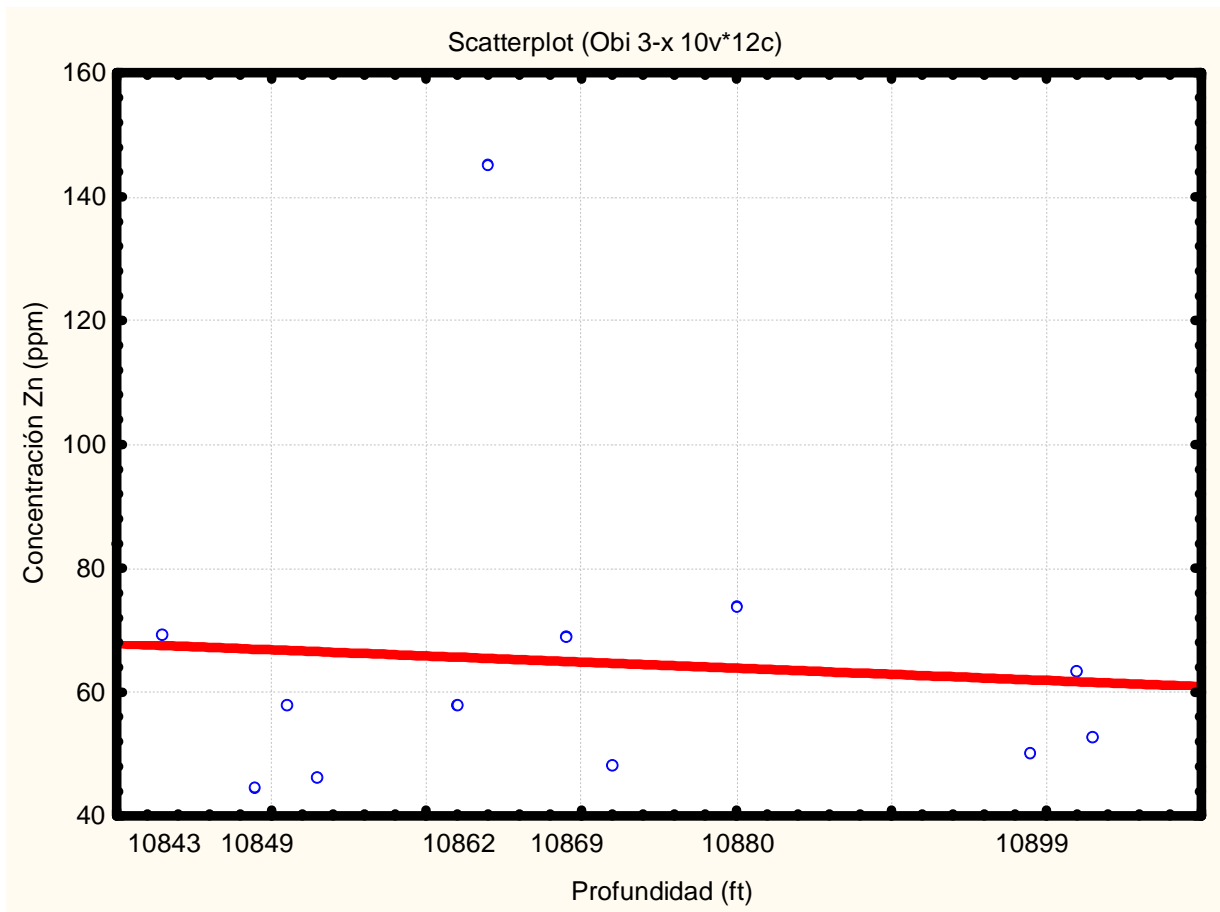


Figura 40. Gráfico de la tendencia lineal de la concentración en ppm de Zn con respecto a la profundidad.

El ambiente propuesto por Méndez (2002) para la formación de las dolomías del Miembro O fue de lagunas hipersalinas y zonas de sabkha. De acuerdo a la mineralogía de ambos núcleos, se observa como hubo un evento de aporte de clásticos arcillosos a la plataforma carbonática hacia el Oeste (núcleo OBI – 3X) a principios de la depositación del Miembro O de la Formación Escandalosa, con un aporte de cuarzo constante a lo largo de toda su depositación. En general, el aporte de clásticos durante la depositación del

Miembro O fue más acentuada hacia el Este (núcleo MPN – 1X) que hacia el Oeste, donde el aporte promedio de clásticos fue de 15 % y 10 %, respectivamente, con respecto a la fase carbonática (Tablas 6 y 7). Los procesos de dolomitización en ambos núcleos fueron independientes y fueron producto de condiciones locales. Fue durante la diagénesis temprana que posiblemente hayan sido incorporados los elementos Sr, Ba, Na y K, producto de haber sido concentrados en el ambiente hipersalino y que luego los procesos de dolomitización y la incorporación de grandes concentraciones de Fe y Mn en soterramiento hayan contribuido a su sustitución. Las bajas concentraciones de estos elementos podrían también sugerir que el mineral precursor dominante de las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa era calcita y no aragonito, el cual tiene un arreglo cristalino más amplio, capaz de alojar con más comodidad a los iones de radio mayor.

El Zn pudo provenir de organismos marinos como algas presentes en la región. Los altos valores de Zn en las muestras MPN – A y OBI – H podrían sugerir un cambio de facies, donde ocurrió un cambio de llanura de marea (ambiente supramareal), descrito por Méndez (2002) para la formación de las dolomitas del Miembro O, a una facies más de tipo intramareal donde pudieron desarrollarse estromatolitos.

Con respecto a los procesos de dolomitización en ambos núcleos, se puede observar una dependencia con respecto al aporte de clásticos terrígenos. Por ejemplo, en la muestra MPN – E se observa el segundo valor más bajo de % de

Mg con 5,5 % que presenta el segundo valor más alto de clásticos terrígenos con 36 %. Esto también se observa en la muestra MPN – K donde se observa el valor más bajo de % de Mg con 5,2 % y el valor más alto de clásticos terrígenos con 68 %. Al ocurrir lluvias en la zona, los elementos se diluyen y podría haber disolución de CaSO_4 , aumentando la relación Ca/Mg, ocasionando la inhibición del proceso de dolomitización. Es posible observar la misma tendencia en el núcleo OBI – 3X, donde la muestra OBI – K presentó 6,6 % de Mg y 43 % de clásticos terrígenos. Es posible que la sección de roca correspondiente al núcleo MPN – 1X estuviera ubicada cerca de un afluente fluvial que influyera en la inhibición del proceso de dolomitización de manera cíclica, cosa que no ocurrió en la zona correspondiente al núcleo OBI – 3X donde se observa un proceso más uniforme de dolomitización desde la muestra OBI – D hasta la muestra OBI – J. El carácter más árido de la zona correspondiente al núcleo OBI – 3X pudo ser el responsable del más avanzado proceso de dolomitización, evidenciado por la estequiometría de la dolomita promedio presente en este núcleo. Otra posibilidad, para explicar la heterogeneidad en el grado de dolomitización, es que aquellas muestras con mayor contenido de clásticos estén reflejando fluctuaciones en el nivel del mar, debido a una proximidad a la línea de costa que aumenta la cantidad de sedimento y al mismo tiempo atenúa en cierto grado el carácter hipersalino de la zona.

Una vez en soterramiento, donde la fugacidad de oxígeno es muy baja y las condiciones son reductoras, puede también ocurrir expulsión de fluidos por parte de las arcillas expansivas debido al aumento de la carga litostática. Estos fluidos pudieron provenir de las arcillas del Miembro La Morita (L.E.V., 1997) de la formación Navay, la cual es suprayacente a la Formación Escandalosa. Las

arcillas tipo esmectita contienen elementos como Fe y Mn y son capaces de incorporar moléculas de agua en su estructura. Al ser comprimidas en soterramiento, éstas expulsan fluidos ricos en Fe y Mn. Estos fluidos pudieron actuar durante la etapa de diagénesis tardía sobre las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa, produciendo las altas concentraciones de Fe y Mn observadas en ambos núcleos (Warren, 2000).

CONCLUSIONES

* La formación de las dolomías presentes en los núcleos MPN – 1X y OBI – 3X se llevó a cabo en un ambiente tipo sabkha, donde los eventos de dolomitización estuvieron regidos por ciclos áridos y semiáridos que condicionaron el grado de dicho proceso, tanto vertical como lateralmente.

* El alto contenido de Zn detectado en ambos núcleos sugiere una transición de una facies supramareal a una facies intramareal más favorable para el desarrollo de estromatolitos, los cuales poseen concentraciones importantes de Zn. Este cambio de facies también se aprecia horizontalmente al encontrarse la posible facies intramareal en el tope del miembro hacia el Este y en la parte media del miembro hacia el Oeste.

* La dolomita promedio del núcleo MPN – 1X es una dolomita cálcica, cuya fórmula química es $\text{Ca}_{1,10}\text{Mg}_{0,90}(\text{CO}_3)_2$ y la dolomita promedio del núcleo OBI – 3X es, en cambio, una dolomita magnesiana, de fórmula química $\text{Ca}_{0,90}\text{Mg}_{1,10}(\text{CO}_3)_2$, evidenciando un grado de dolomitización mayor hacia la zona correspondiente a este último núcleo.

* Las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa se encuentran empobrecidas en los elementos Na, K, Sr, Ba y Zn, bien sea porque el mineral precursor dominante fuera calcita, o bien por la alta incorporación en soterramiento de los elementos Fe y Mn debido a fluidos ricos en estos elementos

provenientes posiblemente de las arcillas del Miembro La Morita de la Formación Navay, suprayacente a la Formación Escandalosa.

RECOMENDACIONES

* Realizar análisis petrográficos para definir presencia y proporción de dolomita, calcita, micrita e incluso la cantidad y el tipo de porosidad con respecto a la profundidad.

* Para el caso de un trabajo más avanzado que el presente, realizar análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono para corroborar el ambiente de formación de las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa.

BIBLIOGRAFÍA

- * AUDEMARD, F., (1991). Tectonics of western Venezuela. PhD Thesis. Rice University. Houston.

- * BADIOZAMANI, K., (1973). The diagenetic 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.

- * BLATT, H., MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C., (1972). Origin of Sedimentary Rocks: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall. p. 634.

- * BOGGS, S., (1992). Petrology of Sedimentary Rocks. Mcmillan Publishing Company. pp 484-499.

- * CHOQUETTE, P. W. y PRAY. L. C., (1972). Geologic nomenclature and classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. AAPG Reprint Series N 5. P. 154-197.

- * 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.

* DE TONI, B., (1991). Análisis geológico integrado de las cuencas Barinas y Maracaibo. Síntesis estructural. Informe gerencial. Intevep S.A.

* DEFFEYES, K.S., LUCIA, F.J. y WEYL, P.K., (1965). Dolomitization of Recent and Plio-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. Palentologist 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.

* HARDIE, L. A., (1987). Dolomitization: A critical view of some current views. J. Sedim. Petrol. V. 57, p. 166-187.

* HSU, K.J. y SCHNEIDER, J., (1973). Progress reporton 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 Velarg. 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.

* JASPE., J., (2004). Generación de modelos de basamento de los arcos de Aragua y Mérida en la Cuenca Barinas – Apure a través de la integración de datos geofísicos. Trabajo especial de grado. UCV. Facultad de ingeniería. Escuela de Geología.

* KISER, G. D., (1961). Review of the cretaceous stratigraphy of the southwest Barinas mountain front. *Asoc. Venez. Geol., Min., Pet.*, Bol. Inf., 4(2): 335-359.

* KISER, G. D., (1989). Relaciones estratigráficas de la Cuenca Apure/Llanos con áreas adyacentes, Venezuela Suroeste y Colombia Oriental, Soc. Venez. Geol.

* KUPECZ, J., L. FIGUEROA., R. AQUINO, E. HERNÁNDEZ, M. PÉREZ., M. PIETRO., R. SALAZAR., Y D. J. HARTMANN. (2000). Characterization and Reservoir Quality Assesment of a Mixed Carbonate-Siliciclastic Reservoir: Cretaceous Scandalise Formación, “O” Member, Barinas – Apure Basin, Venezuela. AAPG Annual Convention. Vol. 9. New Orleans, Louisiana, U. S. A.

* 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>.

* LONGMAN, M.W., (1980). Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. AAPG. Vol. 64. p. 461-487.

* LUGO, J. Y MANN, P., (1995). Jurassic-Eocene tectonics evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. AAPG. N 2. P. 6-8.

* MACHEL, H. G. y MOUNTJOY, (1986). Chemistry and environments of dolomitization-A reappraisal. Earth-Science Reviews. Elsevier. p. 175-222.

* 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). Libro de Carbonatos Sedimentarios. En imprenta. Instituto de Ciencias de la Tierra. Universidad Central de Venezuela.

* MITCHUM, R. M., VAIL, P. R y TROMPSON, S., (1977). Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. Ed. C. E. Payton. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 26, p. 83-97.

- * MONTOYA, N. y J. MENDEZ B., (2005). NMR Applications of the determination of sedimentary facies and porosity systems in carbonate core plug samples. Society of Petroleum Engineers. Offshore Europe 2005. Aberdeen, Scotland, U.K.
- * OSTOS, M., (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Central del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30): 1-294.
- * OSTOS, M., (1992). Evolución tectónica del margen sur – central del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos* 30.
- * PIERCE, G. R., (1960). Geología de la Cuenca de Barinas. *III Cong. Geol. Venez*, Caracas, 1959, Mem. 1: 214-276.
- * SELLEY, R. C. (1976). An Introduction to Sedimentology. Academia Press. 408 p.
- * SUZUKI, Y., IRYU, Y., INAGAKI, S., YAMADA, T., AIZAWA, S. y BUDD, D. (2005). Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea. *Sedimentary Geology* 183 (2006) 181–202.
- * RAMÍREZ, O., (2000). Análisis secuencial en el área de Barinas – Norte. Delineación de Trampa BOR – 2 en el Miembro O de la Formación Escandalosa. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad de Oriente, Ciudad Bolívar.

* WARREN, J., (2000). Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. Earth Science Review. Vol 52. Pp 1-81.

* YORIS, F., OSTOS, M., BOUJANA, J., PÉREZ, G., BOOTH, S., PARKER, F., GALEA, F. y LANDER, R., (1996). Detailed lithostratigraphy and age determination of La Luna Formation in two sections of SW Tachira State (Venezuela). AAPG. Bulletin 80 (8).

* YORIS y OSTOS, (1997). Well Evaluation Conference, Schlumberger, Caracas (1997), pp. 1–40.