



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA

ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES

LICENCIATURA EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

***“PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS
CARBONATADAS DE LA FORMACIÓN MURAL, EN LA
SECCIÓN CERRO PIMAS DEL GRUPO BISBEE, AL NORTE
DE SONORA, MÉXICO”***

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL**

P R E S E N T A:

LUIS MIGUEL REYES CAMPERO

Asesor Interno: Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam

Asesor Externo: Dr. Madhavaraju Jayagopal

Pachuca de Soto, Hidalgo, Mayo 2008

CERTIFICADO DE ASESORES DE TESIS

Certificamos que la tesis titulada, “*Petrografía y Geoquímica de las Rocas Carbonatadas de la Formación Mural, en la Sección Cerro Pimas del Grupo Bisbee, al Norte de Sonora, México*”, presentada por el **C. Luis Miguel Reyes Campero** ha sido realizada por él, durante el periodo Enero 2007- Mayo 2008, bajo nuestra dirección, además informamos que este trabajo no ha sido creado a partir de otro estudio anteriormente presentado o forma parte de otra tesis o trabajo alguno.

Dr. John S. Armstrong Altrin Sam

Asesor Interno
Profesor-Investigador
Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales
UAEH
Pachuca, Hidalgo, México

Dr. Madhavaraju Jayagopal

Asesor Externo
Investigador Titular A
Estación Regional del Noreste
Instituto de Geología
UNAM
Hermosillo, Sonora, México

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a:

Mis padres

Vicente Reyes y Cira Campero

Y mis hermanas

Karen Yazmín, Miriam Berenice y Cinthya Jacqueline

Gracias por apoyarme siempre en todos mis proyectos, se que este no es solo un logro para mi, sino que para ustedes es aún mas importante.

AGRADECIMIENTOS

A mis asesores de tesis el **Dr. J. S. Armstrong-Altrin** y al **Dr. Madhavaraju Jayagopal** por todas sus enseñanzas y por el apoyo que siempre me brindaron para la realización y conclusión de este trabajo de tesis.

A los **catedráticos** que me transmitieron sus conocimientos durante estos cinco años, por apoyarme e impulsarme a seguir adelante, siempre se los agradeceré.

A la **Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH)**, por la educación y conocimientos adquiridos durante mi estancia. Además del **Programa Anual de Investigación (PAI Número de proyecto 69B)**, UAEH por el soporte en este trabajo de investigación.

Al **Instituto de Geología de la UNAM, Estación Regional del Noreste (ERNO)**, en especial al **Dr. Carlos Manuel González León** por el soporte en este trabajo de investigación. Además al Director **Dr. Thierry Calmus** por la accesibilidad brindada a las instalaciones de dicha institución.

Al **Servicio Geológico Mexicano (SGM)**, por las facilidades del material de consulta, fundamentales para el desarrollo de este proyecto de tesis.

Al comité de damas de La **Asociación de Ingenieros Mineros, Metalurgistas y Geólogos de México A.C. (AIMMGM)** por la beca brindada durante toda la licenciatura.

Agradezco también por la beca académica otorgada que permitió la realización de este trabajo de tesis, Universidad Nacional Autónoma de México al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (**PAPIIT**), proyecto **IN121506-3 “Geoquímica de las calizas Mural, Grupo Bisbee, Sonora México. Implicaciones en paleoceanografía paleointemperismo, marco tectónico y procedencia”**, bajo la dirección del **Dr. Madhavaraju Jayagopal (ERNO, IGL, UNAM)**.

ÍNDICE

Lista de Figuras	Páginas I
Lista de Tablas	IX
Abreviaturas	X
Resumen	XI
Estructura de tesis	XII

CAPÍTULO 1. CONCEPTOS GENERALES

1.1	Introducción	1
1.2	Localización y Vías de Acceso	2
1.3	Antecedentes	4
1.4	Justificación	8
1.5	Objetivo General	9
1.5.1	Objetivos Específicos	9
1.6	Metodología General	10

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA

2.1	Paleogeografía	11
2.2	Geología Regional	15
2.2.1	Introducción	15
2.2.2	Formación Conglomerado Glance (JsKi CgP-Ar)	16
2.2.3	Formación Morita (KapLm-Ar)	17
2.2.4	Formación Mural (KapaCz-Lu-Ar)	18
2.2.5	Formación Cintura (KaLu-Ar)	19
2.3	Estratigrafía del Área de Estudio	21
2.3.1	Introducción	21
2.3.2	Miembro La Ceja (KapAr-Cz)	22
2.3.3	Miembro Tuape Shale (KapLu-Cz)	23
2.3.4	Miembro Los Coyotes (KaCz-Lu)	25
2.3.5	Miembro Cerro La Puerta Shale (KA-Ar-Lu)	26

2.3.6	Miembro Cerro La Espina (KaCz)	27
2.3.7	Miembro Mesa Quemada (KaCz-Ar)	29

CAPÍTULO 3. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

3.1	Introducción	32
3.2	Clasificación de Rocas Carbonatadas	32
3.3	Clasificación de Rocas Carbonatadas, Dunham (1962)	33
3.4	Clasificación de Rocas Carbonatadas, Folk (1959)	34
3.5	Análisis de Microfacies	37
3.5.1	Wackestone	38
3.5.2	Packstone	42
3.5.3	Grainstone	46
3.6	Discusión	48

CAPÍTULO 4. GEOQUÍMICA

4.1	Introducción	50
4.2	Metodología	53
4.3	Elementos Mayores	54
4.4	Elementos Traza	55
4.5	Elementos de Tierras Raras (REE)	55
4.6	Discusión	61
4.7	Comportamiento del Europium	64
4.8	Variaciones en las Anomalías de Ce	68
4.9	Fuentes de Elementos de Tierras Raras	72

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

5.1	Discusiones Generales	83
5.2	Conclusiones	85

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87
-----------------------------------	----

ANEXOS

Glosario	102
----------	-----

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1. Localización del área de estudio.	3
Figura 2.1. Correlación estratigráfica y delimitación paleogeográfica del Grupo Bisbee durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano en el suroeste de Arizona y noroeste de Sonora. Modificado de González-León <i>et al</i> (2007).	11
Figura 2.2. Diagrama que muestra un ambiente marino marginal somero (Bathurst, 1975), característico del ambiente de depósito de las calizas de la Formación Mural.	13
Figura 2.3. Extensión paleogeográfica de la Plataforma de Sonora durante el Aptiano tardío al Albiano temprano. Modificado de González-León <i>et al</i> (2007).	14
Figura 2.4. Cartografía geológica en la Sección Cerro Pimas y Formaciones del Grupo Bisbee correspondientes a las Formaciones Morita, Mural y Cintura.	20
Figura 2.5. Miembro Cerro la Ceja representada por areniscas cuarcíticas y limolitas con nódulos calcáreos.	23
Figura 2.6. Miembro Cerro Tuape Shale formada por alternancias de limolitas y lutitas rojas violáceas a grisáceas con nódulos de pedernal bien definidos.	24
Figura 2.7. Miembro Cerro Los Coyotes formada por calizas masivas de color gris claro a gris oscuro con marcas de intensa bioturbación y capas muy delgadas de lutita y limolita calcárea en la sección Cerro Pimas.	26

Figura 2.8. Miembro Cerro La Puerta Shale formada por areniscas masivas de color rojo a café claro indicando la sedimentación inicial de la tercera y última trasgresión durante la depositación de la Formación Mural.	27
Figura 2.9. Vista panorámica del Miembro Cerro La Espina formada por calizas masiva de color café amarillento al intemperie y café rojizo al fresco con espesores unitarios menores a los 15 m.	29
Figura 2.10. Miembro MQ, representado por areniscas de color gris rojizo a café marrón con nódulos calcáreos alóctonos y dolomitizados.	30
Figura 2.11. Columna Estratigráfica de la Sección Cerro Pimas, Representando a los seis miembros correspondientes a la Formación Mural. Modificado de González-León <i>et al.</i> (2007)	31
Figura 3.1. Clasificación de rocas carbonatadas por Dunham (1962).	33
Figura 3.2. Clasificación de rocas carbonatadas por Folk (1959, 1962).	36
Figura 3.3. Fotomicrografía de Wackestone arenoso . Se trata de transiciones entre calizas arenosas con porcentajes variables de material siliciclástico y cantidades considerables de alrededor del 10% de granos de cuarzo fundamentalmente bioclastos, parcial y totalmente disueltos y micritizados. (Nicoles Paralelos X 40)	39
Figura 3.4. Fotomicrografía de Wackestone arenoso con moluscos . Calizas formadas por escasos granos de cuarzos y grandes cantidades de moluscos en concentraciones paralelas irregulares formadas por la morfología esencial de estructuras microestilolíticas rellenas y concentradas a lo largo de las interfases estilolíticas por materiales arcillosos y granos minerales. (Nicoles Paralelos X 40).	40

- Figura 3.5. Fotomicrografía de **Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas**. Calizas fangosas con abundantes agregados de algas, moluscos y renalcidos y fragmentos de cuarzoes redondeados. Nótese que los individuos de renalcidos se encuentran parcialmente recristalizados y conforman agregados botroidales a reniformes, de formas simples. (Nicoles Paralelos X 40). 41
- Figura 3.6. Fotomicrografías de **Wackestone arenoso con moluscos y equinodermos**, a) Está caracterizado por elementos de algas, equinodermos y fragmentos de moluscos, b) Equinodermos y espinas planares, las dos ejemplares contienen bioclastos retrabajados con capas ferruginosas y poros rellenos por esparita. (Nicoles Paralelos X 40). 41
- Figura 3.7. Fotomicrografías de **Packstone de rudistas, corales y foraminíferos planctónicos**, a) Esta caracterizado por numerosos granos clásticos intercalados con óxidos de hierro, b) Representa fragmentos de moluscos prevaleciendo la micritización algácea. (Nicoles Paralelos X 40). 42
- Figura 3.8. Fotomicrografía de **Packstone de algas, rudistas, corales y foraminíferos planctónicos**. Se observan algunos fragmentos de molusco y equinodermos planares en la matriz micrítica y pocos equinodermos. Nótese que muchos bioclastos son incrustados con la matriz, debido al desarrollo micrítico de otros bioclastos. (Nicoles Paralelos X 40). 43
- Figura 3.9. Fotomicrografías de microfacies de la Formación Mural según los criterios de Flügel (2004) a) **Packstone oolíticos y foraminíferos planctónicos** constituido por algas y elementos del armazón del molusco, foraminíferos y rudistas; b) Ooides redondeados y esféricos representado por 2 a 10 capas concéntricas bien formada; c) Ooides elipsoidales constituido por capas concéntricas e elipsoidales que van de 2 a 12, principalmente formado por un núcleo carbonatado; d) Los ooides 45

compuestos consisten de dos o más ooides entrelazados para formar núcleos y dar origen a nuevos ooides de mayor tamaño; e) Ooides fragmentados representados por efectos de deformación plástica y frágil en toda la estructura; f) Ooides deformado constituidos originalmente por efectos de deformación plástica sin ser fragmentados. (Nicoles Paralelos X 40).

Figura 3.10. Fotomicrografía de ***Grainstone de ooides***, constituido por algunos ooides deformados que logran conservar sus capas concéntricas a pesar de la deformación plástica que estas presentaron, por lo que son vulnerables a adoptar la forma de los diferentes ooides con mayor capacidad de resistencia. (Nicoles Paralelos X 40). 46

Figura 3.11. Fotomicrografía de ***Grainstone de foraminíferos planctónicos*** conformado por restos bioclásticos formados por materiales algacéos y fragmentos de corales y foraminíferos planctónico, característico del Miembro CLE. Nótese que los intersticios de espacios porosos están rellenos por esparita. (Nicoles Paralelos X 40). 47

Figura 3.12. Fotomicrografías de ***Grainstone de algas, moluscos y foraminíferos planctónicos***, esta representada por el armazón de moluscos, además por fragmentos coralinos y foraminíferos planctónicos, a) La presencia de las cámaras de los bioclastos, se encuentran bien preservadas y no presentan deformación alguna, las cuales están cementadas por esparita. b) La acumulación de óxidos de hierro en las cavidades de los espacios porosos son peculiaridades de la parte superior del Miembro CLE. (Nicoles Paralelos X 40). 48

- Figura 4.1. Correlación negativa perfecta entre Si en comparación con los valores CaCO_3 ($r = -0.99$). Nótese los contenidos variables de CaCO_3 en Miembros CLC, TS, LC, CLE y MQ variando de (67.76 a 95.19%; 77.6 83.52%; 78.86 a 98.0%; 68.99 a 95.16%; 89.07 a 94.52%, respectivamente 54
- Figura 4.2. Diagramas de patrones de elementos traza y elementos de tierras raras (REE) normalizadas con los valores de Post Archaean Australian Shale (PAAS) en las muestras de la caliza de la Formación Mural. 58
- Figura 4.3. Diagrama de proporciones de La_N/Yb_N y de La_N/Sm_N para establecer efectos de fragmentación efectuada por los mecanismos de adsorción y de sustitución (Reynard *et al.*, 1999). Nótese que los valores de La_N/Yb_N , están menos afectados por el mecanismo de sustitución y dominados por el factor de adsorción, considerando que todos los datos entran dentro de parámetros cretácicos y fuera del campo de aguas dulces modernas. 62
- Figura 4.4. La alteración diagenética de calcita baja en Mg muestra valores decrecientes de Sr y concentraciones acrecientes de Mn (Veizer, 1983). Nótese que tal tendencia no se observa en las calizas de la Formación Mural de la sección Cerro Pimas (Mn contra Sr: $r = -0.23$), debido a la alteración diagenética por fluidos meteóricos. 63
- Figura 4.5. En el esquema representado por la correlación positiva entre el Eu y elementos móviles como el Y ($r = 0.58$; respectivamente), se puede observar la variabilidad entre estos elementos, determinando que el Ce, no es de origen diagenético. 65
- Figura 4.6. Correlación positiva entre el Eu y elementos móviles como el Th ($r = 0.60$; respectivamente), al igual que la figura anterior se puede confirmar, que el comportamiento del Ce regido por el esquema Eu- Th, indica que no es de origen diagenético. 66

- Figura 4.7. Esquema representativo de inclusión en el modelo K/Al-Eu/Eu* ($r = 0.08$; respectivamente). Muestra cantidades mínimas de feldespato detrítico por proporciones elementales como K/Al, indicando la concentración de anomalías positivas de Eu en extensos volúmenes de sedimentos de las calizas de la Formación Mural. 67
- Figura 4.8. El esquema de anomalías de Ce presentes en las calizas de la Formación Mural, son inversamente correlacionadas con los contenidos de CaCO_3 ($r = 0.42$), indicando un ambiente de depósito no relacionado a la oxigenación de ambientes marinos profundos. 69
- Figura 4.9. El esquema de valores de Ce/Ce^* indica que no son correlacionables con las partículas del producto de procesos de remoción del elemento reactivo (Ce/Ce^* contra Pb; $r = 0.32$), determinando que las anomalías de Ce probablemente son relativas a procesos de remoción. 70
- Figura 4.10. En el esquema de valores de Ce/Ce^* con las concentraciones de Fe, nótese la correlación moderada ($r = 0.52$), probablemente relacionada a la incorporación de coloides de Fe por la entrada de ríos, responsables de las variaciones más significativas en las anomalías de Ce. 71
- Figura 4.11. En el esquema Nd_N/Yb_N contra el Al, se puede observar que en la parte inferior de Miembro CLC, TS y parte superior de CLE, muestran concentraciones altas de Al (1.50%, 0.70 a 1.45%, 1.58%, respectivamente), mientras que los Miembros CLC, TS, LC, CLE y MQ exhiben poca correlación con los contenidos de Al y declinaciones de LREE ($r = 0.29$, $n = 20$). 73

- Figura 4.12. El esquema representado por la similitud entre el Al-Th, muestran parámetros de Th (ppm) bien correlacionadas con los contenidos de Al%, en las calizas de Formación Mural ($r = 0.71$, $n = 20$), indicando posible contaminación por influencia terrígena en los Miembros TS, CLC y parte inferior de CLE. 74
- Figura 4.13. El esquema representado por la similitud entre el Al-Th, muestran parámetros de Th bien correlacionadas con los contenidos de Al, en las calizas de Formación Mural ($r = 0.91$, $n = 20$), indicando mínima contaminación por influencia terrígena en los Miembros CLC, TS, CLE y nula en casi todos los demás miembros de la Formación Mural. 75
- Figura 4.14. En el esquema comparativo de Σ REE con respecto al contenido de Fe en las calizas de este estudio presentan correlación positiva de Fe ($r = 0.58$, $n = 20$), debido posiblemente a la contaminación de carbonatos por ferromagnesianos presentes en la corteza, mostrando afinidad de (HREE). 76
- Figura 4.15. El esquema comparativo de Nd_N/Yb_N contra los parámetros de Fe no muestran correlaciones ($r = 0.30$, $n = 20$) para todas las muestras de caliza, sugiriendo que la diagénesis del Fe no es representativa y mucho menos significativa para controlar los parámetros (REE) en estas calizas. 76
- Figura 4.16. Se observa que los Miembros CLC y TS muestran correlación positiva entre el esquema comparativo de Σ REE y el P ($r = 0.96$, 0.55 , respectivamente), posiblemente a que los fosfatos incorporan (REE) al ser alterados fácilmente por la diagénesis. 77
- Figura 4.17. El esquema de concentración de P contra los valores de Nd_N/Yb_N , muestra correlación positiva para TS ($r = 0.57$) y negativa para los Miembros CLC y MQ ($r = -0.53$, -1.00 , respectivamente), por lo que no son representativos de contaminaciones por fosfato o capas ferromagnesianas. 78

Figura 4.18. Diagrama comparativo de modelos de enriquecimiento por aguas carbonatadas comparadas con calizas de un régimen idéntico a los parámetros de (REE) y a condiciones similares de aguas modernas. 81

Figura 4.19. Diagrama comparativo de modelos de enriquecimiento por aguas con influencia terrígena comparadas con calizas de un régimen idéntico a los parámetros de (LREE) y a condiciones similares de aguas modernas. 81

LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla 1.1. Coordenadas del área de estudio.	2
Tabla 3.1.- Resultados petrográficos de acuerdo a la descripción de micro-facies realizada por Fluegel (2004).	37
Tabla 4.1. Clasificación petrográfica y concentración de elementos mayores (Si, Al, Fe y CaCO ₃), elementos traza (Sc, Y, Zr, Mn, Sr, Th y Pb) y elementos de tierras raras (REE), en las calizas de la sección Cerro Pimas de la Formación Mural.	59

ABREVIATURAS

CLC	-----	Cerro La Ceja.
TS	-----	Tuape Shale.
LC	-----	Los Coyotes.
CLP	-----	Cerro La Puerta.
CLE	-----	Cerro La Espina.
MQ	-----	Mesa Quemada.
(JsKi CgP-Ar)	-----	Jurásico Superior Conglomerado Polimictico y Arenisca.
(KapLm-Ar)	-----	Cretácico Aptiano Limolita y Arenisca.
(KapaCz-Lu-Ar)	-----	Cretácico Aptiano-Albiano Caliza, Lutita y Arenisca
(KaLu-Ar)	-----	Cretácico Albiano Lutita y Arenisca.
(KapAr-Cz)	-----	Cretácico Aptiano Arenisca y Caliza.
(KapLu-Cz)	-----	Cretácico Aptiano Lutita y Caliza.
(KaCz-Lu)	-----	Cretácico Albiano Caliza y Lutita.
(KaAr-Lu)	-----	Cretácico Albiano Arenisca y Lutita.
(KaCz)	-----	Cretácico Albiano Caliza.
(KaCz-Ar)	-----	Cretácico Albiano Caliza y Arenisca
Ppm	-----	Partes por Millón
PAAS	-----	“Post Archaean Australian Shale”
REE	-----	Del Ingles Rare Earth Elements, Elementos de Tierras Raras
HREE	-----	Del Ingles Heavy Rare Earth Elements, Tierras Raras de Mayor Peso Atómico (Dy-Lu)
LREE	-----	Del Ingles Light Rare Earth Elements, Tierras Raras de Menor Peso Atómico (La-Nd)
DSC	-----	Sedimentos Carbonatados del Devónico Superior
PL	-----	Caliza del Pérmico
ACL	-----	Caliza del Albiano-Cenomaniano
HRM	-----	Arrecifes y Microbialita del Holoceno
DCRF	-----	Arrecife del Margen Costero en el Devonico Superior
MAL	-----	Caliza del Maastrichtiano
ML	-----	Caliza del Mioceno

RESUMEN

El área de estudio, denominada sección Cerro Pimas, se localiza en la región de Santa Ana, al noroeste del estado de Sonora, En esta sección se colectaron (20) muestras de una columna con un espesor total de 420 m correspondientes a seis miembros de la Formación Mural, (Cerro la Ceja, Tuape Shale, Los Coyotes, Cerro La Puerta, Cerro La Espina y Mesa Quemada). Mostrando de manera ascendente los cambios de facies y alternancia de rocas clásticas a carbonatadas de los dos últimos eventos transgresivo-regresivo ocurridos en la cuenca Bisbee durante el Aptiano tardío hasta el Albiano temprano. Los diferentes miembros de la Formación Mural muestran valores bajos de Th, Sc y Zr y proporciones de Y/Ho supercondrita, por lo que estas muestras retienen sus propiedades geoquímicas originales. En general las calizas muestran contenidos altos de REE debido a una influencia deltaica-fluvial; representados por dos modelos diferentes de REE (modelo por enriquecimiento por influencia terrígena y modelo por enriquecimiento carbonatado), proponiendo que las concentraciones de REE indican ambientes costeros/estuarios y no a la presencia de mares abiertos. En este estudio, el grainstone y boundstone de las calizas de la Formación Mural están generalmente exentos de materiales detríticos finos, considerando que el wackestone y packstone contienen alguna cantidad micrítica, corroborado con las variaciones de anomalías de Eu ($Eu/Eu^* = 0.84$ a 1.67), se obtienen anomalías típicas de Eu positivo, por lo que se establecieron posibles factores que controlaron dicho comportamiento (soluciones hidrotermales, intensa actividad diagenética y contenido de plagioclasa) las cuales no se reportan en el área de estudio, determinando que el origen de las anomalías positivas de Eu en el modelo por enriquecimiento por influencia terrígena esta establecida por fuentes fluviales y deltaicas mientras que el modelo por influencia carbonatada esta determinada por inclusión eólica durante la depositación de las calizas de la Formación Mural y no a fuentes fluviales y deltaicas sugeridas por trabajos anteriores.

ESTRUCTURA DE TESIS

El presente trabajo de tesis está comprendido por cinco capítulos, los cuales se dividieron en conceptos generales, introducción, paleogeografía, estratigrafía, análisis e interpretación de estudios petrográficos y geoquímicos, discusiones, conclusiones y un listado de las referencias citadas en los capítulos ya mencionados.

El capítulo 1, está conformada por una introducción general, basada en una reseña histórica sobre los estudios previos realizados en las áreas aledañas a la zona de estudio. Además se incluye una descripción geológica regional de forma general, con el fin de entender de una mejor manera el modelo paleogeográfico de la región.

El capítulo 2, trata primordialmente sobre la evolución del Grupo Bisbee en un contexto paleogeográfico, así como la evolución sedimentaria de las rocas carbonatadas de la Formación Mural durante el Aptiano tardío hasta el Albiano temprano. También de igual forma se hará mención de la geología regional, con el propósito de entender la estratigrafía del área de estudio.

El capítulo 3, se describen los resultados de los análisis petrográficos realizados a las muestras colectadas en la sección Cerro Pimas. Así como los criterios utilizados para la interpretación de los resultados obtenidos.

El capítulo 4, al igual que el capítulo anterior menciona la metodología realizada para el análisis geoquímico, e interpretación y discriminación de datos, los cuales serán mencionados y anexados en tablas para poder ser consultados de una manera rápida.

El capítulo 5, se discuten los resultados de la interpretación de los análisis petrográficos y la relación que existe con los resultados obtenidos por el estudio geoquímico de elementos mayores, elementos de tierras raras (REE) y elementos traza. De aquí, se obtienen las conclusiones de este trabajo de tesis basado en el análisis de las discusiones.

CAPÍTULO 1. CONCEPTOS GENERALES

1.1 INTRODUCCIÓN

El estado de Sonora y toda la República Mexicana, afloran rocas formadas como resultado de la acción de fenómenos volcánicos, tectónicos, sedimentarios y otros, ocurridos a lo largo de su historia geológica. En general, en el estado de Sonora la Cuenca Bisbee ha sido considerada como la estructura de depósito del Grupo Bisbee, constituida por un proceso de distensión de tipo *rift* durante la disminución tectónica de los sistemas estructurales extensionales que se establecieron en el Jurásico tardío, formandó la Cuenca Bisbee y la Cuenca Altar Cucurpe separadas por el Alto de Cananea.

La depositación en la Cuenca Bisbee durante el Jurásico tardío estuvo influenciada por un ambiente de depósito fluvial constituido por la Formación Conglomerado Glance, seguida por la depositación de areniscas y lutitas rojas características de un ambiente litoral. A consecuencia de la transgresión marina durante el Cretácico temprano se originó la depositación intracontinental de la Formación Mural caracterizada por calizas de un ambiente carbonatado somero, esta a su vez fue afectada por la última regresión marina dando origen a la depositación de areniscas y limolitas de la Formación Cintura. En particular en el área de Santa Ana al norte del estado de Sonora, el Grupo Bisbee ha sido estudiada desde el punto de vista estratigráfico como paleotectónico; siendo los estudios geoquímicos inexistentes, por lo que la determinación de las condiciones de oxigenación en ambientes marinos someros (paleoambientes de oxidación-reducción), ayudan a establecer las fluctuaciones del nivel del mar que ocurrieron en la depositación de las rocas carbonatadas de la Formación Mural, durante el Aptiano tardío, hasta el Albiano temprano, siendo esta la característica principal para establecer su ambiente de depósito y la delimitación de la evolución paleogeográfica del de la Cuenca Bisbee, por lo que es importante especificar el área con una mayor influencia estratigráfica, la cual está representada en la zona llamada Cerro Pimas, al noroeste de Sonora.

1.2. LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO

El área de estudio denominada sección Cerro Pimas, está situada en la región de Santa Ana, en la porción noroeste del estado de Sonora, aproximadamente a 171 km. al noroeste de la ciudad de Hermosillo, Sonora. El área de estudio, tiene una superficie de 16.157 km², los cuales jurisdiccionalmente corresponden al municipio de Santa Ana. El núcleo poblacional más importante dentro de la cobertura del área de estudio es Santa Ana con 19,000 habitantes que se encuentra situada en la rivera este del río Magdalena y en el sector sureste de la sección Cerro Pimas.

La Carretera Federal No.15 (Internacional) cruza al Municipio de Santa Ana en su porción sureste a travéz de un tramo de 20 km. Por esta vía Santa Ana está comunicada en dirección norte con las ciudades Magdalena de Kino a (20 km.) y Nogales a (100 km.) y al sur con la ciudad de Hermosillo a (169 km.), a través de la Carretera Federal No.2, con Caborca a (100 km.), Mexicali y Tijuana (Figura 1.1).

La única y principal vía de acceso que comunica a la sección Cerro Pimas es por caminos tipo brecha en regulares condiciones, partiendo de una desviación en la Carretera Federal No.2, comunicando a los poblados de Santa Ana con el poblado el Represito (Figura 1.1).

Las coordenadas cartográficas que señalan los vértices del perímetro del área de estudio son las siguientes:

Latitud (Norte)	Longitud (Oeste)
3379025	472122
3379025	476198
3375061	472122
3375061	476198

Tabla 1.1: Coordenadas del área de estudio

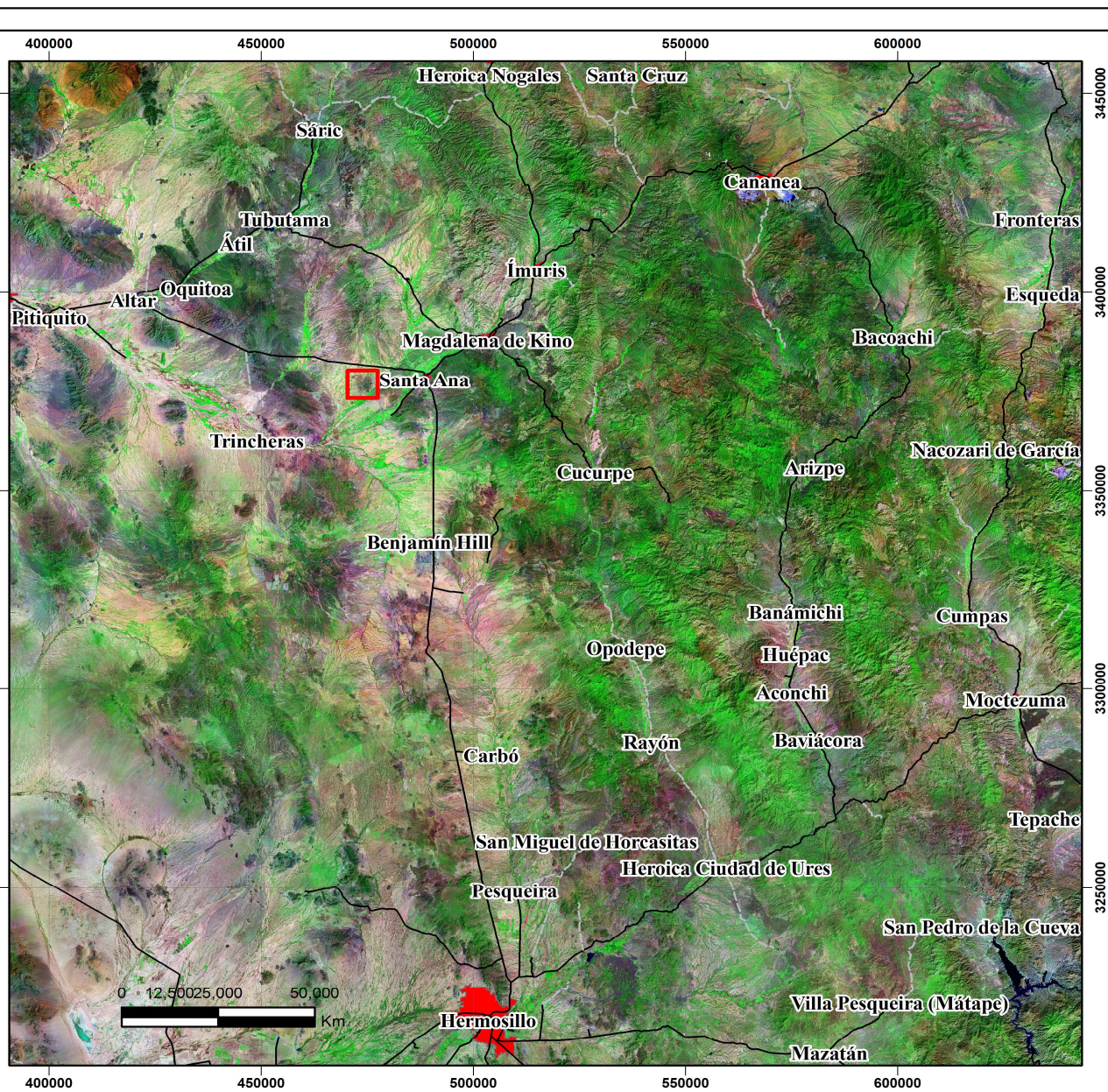


Figura 1.1. Localización del área de estudio.

1.3. ANTECEDENTES

Se han realizado diferentes estudios estratigráficos y bioestratigráficos con el fin de entender la evolución paleotectónica y paleogeográfica de la Cuenca Bisbee en relación a las sucesiones estratigráficas en todo el norte de Sonora. Estas sucesiones han sido correlacionadas a los procesos similares en la parte suroeste de EEUU y el noroeste de México. En la zona de Santa Ana, uno de los primeros estudios realizado por Double (1902), quien describió y difenció estas rocas en el sur de Arizona. Posteriormente Ransome (1904), menciona por primera vez la unidad llamada Conglomerado Glance, dándole categoría de Formación y ubicándola en la base del Grupo Bisbee, siendo esta separada de las areniscas de la Formación Morita solo en la parte suroeste de Arizona. Más tarde Taliaferro (1933) determina los estudios en Arizona y parte noroeste de Sonora, especificando que el ambiente de depósito de la Formación Conglomerado Glance es de origen fluvial y aluvial, mientras que la Formación Morita es de un ambiente deltáico. Más tarde Pérez (1986), da a conocer el primer reporte de rudista *Coalcomana ramosa* (Boehm), fósil índice del Albiano temprano en las calizas de la Formación Mural, que aflora en el Cerro la Pima.

Navarro (1989), realizó un estudio sobre la estratigrafía del Cretácico Inferior en el área de Santa Ana asociándolas a eventos tectónicos sindeposicionales así como cambios en el nivel del mar que controlaron la sedimentación en la paleocuenca Bisbee; proponiendo que dichas rocas pertenecen estratigráficamente al Grupo Bisbee, reconociendo tres unidades litoestratigráficas las cuales son **1)** Formación Morita, constituida por alternancia de arenisca fina, lutita roja, limolita y localmente conglomerado, representativa de ambiente de depósito de planicie fluvial de un sistema marino costero, **2)** Formación Represo (equivalente a la caliza de la Formación Mural), la cual sobreyace a la Formación Morita estando constituida por la alternancia de areniscas carbonatadas, arenisca limolítica fina y calizas de color gris oscuro., **3)** Formación Cintura, litológica y estratigráficamente similar a la Formación Morita, representada por la alternancia de areniscas, conglomerados y lutitas rojas, localmente presenta areniscas depositadas en un ambiente eólico así como limolita carbonatada de un ambiente palustre.

González-León y Jacques-Ayala (1990) proponen el nombre de Cuenca de Sonora describiendo la extensión más al suroeste de Arizona, determinando la evolución paleotectónica de la cuenca y especificando que los modelos carbonatados ocurridos en la parte del margen continental se originan en un arco magmático contemporáneo el cual explica la extensión de la paleocuenca hacia la parte noroeste de Sonora.

Jacques-Ayala (1992), realiza un reconocimiento geológico y estratigráfico determinando que las unidades del Cretácico Inferior en la región de Santa Ana, son consideradas equivalentes a las facies del Grupo Bisbee integrado por **1)** La Formación Morita conformada principalmente por calizas, lutitas y areniscas; **2)** La Caliza Mural constituida por biohermas de caliza masiva conteniendo ostreas, pictinidos, corales, rudistas y también en menor proporción lutitas y areniscas y por último **3)** La Formación Cintura constituida por alternancias de finas capas de calizas, lutitas y areniscas.

Posteriormente Jacques-Ayala (1995) realizó un estudio en el área de Caborca-Santa Ana con el objetivo de reconstruir la paleogeografía representativa durante el Cretácico temprano en dicha zona. En este trabajo determina que el Grupo Bisbee según Ransome (1904), está constituido por cuatro formaciones bien definidas en el estado de Sonora, teniendo así de la más antigua a la más joven: **1)** Conglomerado Glance, compuesto por una secuencia clástica, formando la base del grupo Bisbee y representando al Jurásico tardío -Neocomiano; **2)** La Formación Morita, que consiste en una secuencia de areniscas y lutitas, posiblemente depositadas en un sistema de meandros de ríos y quizás por corrientes de marea, esto interpretado por la presencia de gran cantidad de sedimentos rojos de grano fino; **3)** La caliza de la Formación Mural formada por lutitas intercaladas con areniscas y cuerpos de espesor variable de calizas. Esta Formación fue interpretada como una fase transgresiva durante la cual se tuvo el máximo avance del nivel del mar en el Cretácico temprano. Por último se tiene **4)** la Formación Cintura constituida principalmente de areniscas con delgadas capas de calizas, que igual que la Formación Morita se ha interpretado como depósito de planicie aluvial, representando una fase regresiva del grupo Bisbee.

Otra parte de este trabajo consistió en el estudio petrográfico de 54 muestras pertenecientes a una serie de areniscas del grupo Bisbee, del cual se determinó que todas las muestras conservan una tendencia en la categoría (arenisca-lítica), de la clasificación de Dott (1964), con esto se sustenta que las variaciones encontradas en la composición de las areniscas es el resultado de diferentes sucesos estratigráficos en un mismo evento paleotectónico y no de diferentes secuencias depositadas en distintos ambientes tectónicos como había sido sugerido, determinando que la Cuenca Bisbee se desarrolló en la región del postarco, conectando al oeste con la fosa de Chihuahua.

La cuenca Bisbee ha sido considerada como la estructura de depósito del Grupo Bisbee durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano al sureste de Arizona, Nuevo México y noroeste de Sonora. Sin embargo, fue hasta que González-León (1994), estableció la presencia de secuencias sedimentarias con unidades correlativas del Grupo Bisbee en varias áreas del norte y centro de Sonora, determinando la evolución tectono-sedimentaria en el margen suroeste de la cuenca Bisbee, indicando que los sistemas de depósitos terrígenos de la Formación Morita y Formación Cintura estaban representados por depósitos meandricos. Las unidades litoestratigráficas carbonatadas en las secciones estudiadas por González-León (1994), registraron que la cuenca tuvo lugar a tres eventos transgresivo-regresivo marinos de probablemente origen eustático, indicado por un proceso de subsidencia termotectónica durante el Cretácico temprano relacionado a un proceso de distensión de tipo *rift* en sus límites.

El estudio de la reconstrucción paleogeográfica del Cretácico temprano indicada por las facies carbonatadas someras (Aptiano-Albiano) del Grupo Bisbee y de secuencias cronorelacionables en Sonora, realizada por Monreal (1995), determinaron que las condiciones estratigráficas de otras formaciones aflorantes en Sonora presentan afinidad litoestratigráfica con las unidades depositadas en la Cuenca de Chihuahua. Los afloramientos de las rocas del Grupo Bisbee se reconocen desde el Sureste de Arizona hasta el centro y este de Sonora, siendo depositadas en una cuenca irregular con facies clásticas de mar somero, facies de sedimentos fluviales y facies carbonatadas de plataforma de aguas someras, estas últimas desarrolladas durante el Aptiano-Albiano.

La distribución geográfica actual de las facies carbonatadas esta poco definida, presentando yuxtaposiciones estratigráficas entre las facies del Grupo Bisbee y las facies de la Cuenca de Chihuahua, las cuales son de origen tectónico. Nourse (1995) determinó que las unidades estratigráficas del Mesozoico, representan una porción de un arco magmático Jurásico, el cual fue afectado por disturbios tectónicos durante el Jurásico tardío- Cretácico temprano, eventos señalados por los depósitos sintectónicos del Conglomerado Glance cuyos afloramientos delimitan el borde NE de la cuenca determinando que esta se extendía mas hacia el noroeste.

Lawton *et al.* (2004) estableció la evolución estratigráfica y sedimentológica del Aptiano tardío al Albiano temprano de la caliza de la Formación Mural del Grupo Bisbee, depositada en un ambiente de plataforma somera, pudiendo identificar y correlacionar seis miembros de la Formación Mural llamados Cerro la Ceja, Tuape Shale, Los Coyotes, Cerro la Puerta, Cerro la Espina y Mesa Quemada. Además determinó que las lutitas de las calizas de la Formación Mural fueron resultado de la erosión y acumulación durante la subsidencia tectónica del *post-rift*. Posteriormente, a los estudios realizados en diferentes años sobre la estratigrafía y bioestratigrafía con el fin de establecer la evolución paleo-tectónica de la Cuenca Bisbee, González-León *et al.* (2007), determinan ocho miembros correspondientes a la Formación Mural, realizando una extensa correlación en diferentes secciones en la parte norte de Sonora, proponiendo que **1)** La extensión paleogeográfica durante el Aptiano tardío al Albiano temprano está afectada por ciclos depositacionales delimitadas por la evolución de la Formación Mural, destacando tres eventos transgresivo-regresivo, siendo estos los factores que controlaron los cambios de facies entre la Formación Morita y Formación Cintura. **2)** Las características de la cuenca Bisbee están determinadas por las condiciones y cambios termotectónicos obtenidos por las fluctuaciones transicionales que determinaron la depositación de la Formación Mural, originándose así las variaciones entre las capas de secuencias sedimentarias con unidades litoestratigráficas correlativas al Grupo Bisbee. **3)** La presencia de estas unidades indican que dicha cuenca se extendía más al sur siendo que los datos de corrientes y proveniencias de areniscas de la Formación Morita y Cintura fueron depositadas en ambientes meandricos con orientaciones de transporte al este de los aparatos volcánicos.

1.4. JUSTIFICACIÓN

A pesar de la gran cantidad de estudios geológicos, de toda índole realizados en el estado de Sonora por diversas instituciones privadas y públicas, así como por geólogos nacionales y extranjeros no se contaba, hasta antes de este trabajo, con un análisis geoquímico, en el que se puedan relacionar las condiciones de oxigenación en aguas someras (paleoambientes de oxidación-reducción), para establecer las condiciones de depósito y las fluctuaciones del nivel del mar que ocurrieron durante el Aptiano tardío, hasta el Albiano temprano y relacionarlo con su entorno geológico.

Las rocas sedimentarias del Grupo Bisbee, y particularmente las calizas de la Formación Mural, han sido estudiadas por diversos investigadores, quienes han analizado numerosas secciones en la parte suroeste de Arizona y noroeste de Sonora determinando una diversidad de unidades litoestratigráficas. Las calizas de la Formación Mural en la parte noroeste de Sonora han sido correlacionadas con varias formaciones en los Estados Unidos y Europa. Lawton *et al.* (2004) correlacionando las rocas del Grupo Bisbee del noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos con unidades estratigráficas que afloran en el norte de México. Sin embargo, estudios sobre las condiciones paleoceanográficas y estudios sobre la configuración del ambiente de depósito de la cuenca Bisbee todavía no están bien explicadas o son inexistentes

En consecuencia, se propone este estudio como un paso adelante hacia el entendimiento de los procesos geológicos que operaron durante el depósito del Grupo Bisbee al norte de Sonora durante el Aptiano tardío, hasta el Albiano temprano. Por esta razón se propuso llevar a cabo estudios petrográficos y geoquímicos de elementos mayores, traza y tierras raras en rocas carbonatadas. Estos estudios darán una mejor idea, acerca de las condiciones paleoceanográficas (paleoxidación-reducción) y así poder concebir mejor, los ambientes de depósito de las rocas carbonatadas de la Formación Mural, esperando que los resultados sean útiles en el campo de las Ciencias de la Tierra, especialmente en México.

1.5. OBJETIVO GENERAL

El objetivo principal de este estudio es realizar un análisis petrográfico y geoquímico, donde se puedan interpretar las facies carbonatadas someras y las diferencias entre las anomalías geoquímicas de Eu y variaciones de Ce, para determinar las condiciones de oxigenación en aguas poco profundas (paleoambientes de oxidación-reducción). Además establecer las condiciones de depósito y las fluctuaciones del nivel del mar que ocurrieron en la depositación de las rocas carbonatadas de la Formación Mural en la sección Cerro Pimas durante el Aptiano tardío hasta el Albiano temprano.

1.5.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Analizar las características petrográficas de las calizas de la Formación Mural, para determinar sus características texturales, estructurales y de composición y especificar la evolución de microfacies carbonatadas.
2. Analizar el comportamiento geoquímico de los elementos mayores, traza y de tierras raras, para determinar el ambiente de depósito de las rocas carbonatadas de la Formación Mural, en la sección Cerro Pimas.
3. Interpretar las diferencias en la composición geoquímica de elementos mayores, elementos traza y de (REE) en base a las diferencias petrográficas.
4. Interpretar el motivo inicial de las variaciones de (REE), para determinar las características principales de las petrofacies de las diferentes unidades litoestratigráficas, dentro de las rocas carbonatadas.
5. Identificar una relación geoquímica y petrográfica, usando las variaciones de Ce y el comportamiento del Eu, en todas las muestras de la sección Cerro Pimas.
6. Determinar el comportamiento geoquímico de REE y entender la relación que existe entre el ambiente de depósito y las fluctuaciones en el nivel del mar.

1.6. METODOLOGÍA GENERAL

Se realizó un levantamiento estratigráfico controlado a cada metro, recolectando un total de 20 muestras de 420 m de sección. Todas las muestras fueron tomadas desde el contacto inferior, medio y superior de cada uno de los miembros que conforman a las calizas de la Formación Mural, en la sección Cerro Pimas. Estas muestras fueron analizadas por un estudio petrográfico convencional de láminas delgadas, especificando los componentes esqueléticos y no esqueléticos de acuerdo a la clasificación de Folk (1959, 1962) y Dunham (1962), estableciendo las condiciones del ambiente de depósito y las características principales de las microfacies carbonatadas de ambientes someros establecidas por Flügel (2004).

Para el análisis geoquímico, las muestras fueron analizadas en un espectrómetro de fluorescencia de rayos X Phillips PW 1480 con una fuente de rayos X de Rodio. Las concentraciones de los elementos traza (Sc, Sr y Zr) se determinarán usando un espectrómetro de emisión de plasma atómico inductivamente acoplado de ultratrazas Jobin Yvon 138 (ICP-AES). Los elementos de las tierras raras y algunos elementos traza adicionales (Y, Th y Pb) fueron analizados en un espectrómetro de masa de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

Los datos geoquímicos de las diferentes rocas carbonatadas de la Formación Mural de gran radio iónico fueron comparados con la Lutita Post-Arqueana Australiana (PAAS). El desciframiento de los procesos responsables del fraccionamiento de las tierras raras es muy importante porque éstas son consideradas como trazadores útiles de varios procesos geológicos y oceanográficos. Las tierras raras en las muestras fueron normalizadas usando valores de PAAS (Taylor y McLennan, 1985), porque se considera que las lutitas representan la composición de partículas continentales que entran en el océano.

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA

2.1. DESARROLLO PALEOGEOGRÁFICO

La cuenca Bisbee ha sido considerada como una estructura de depósito del Grupo Bisbee, durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano en el suroeste de Arizona, suroeste de Nuevo México y noroeste de Sonora (González-León, 1994). La Cuenca de Chihuahua y la Cuenca Bisbee fueron controladas por mecanismos estructurales así como fenómenos tectónicos de extensión (Figura 2.1), las cuales distinguieron los patrones sedimentarios principales en la depositación de la Formación Mural (Bilodeau, 1982). Durante el Jurásico tardío, la Cuenca Bisbee y la Cuenca el Altar-Cucurpe, localizadas al sureste de Arizona y en la parte norte central de Sonora respectivamente, se encontraban paralelas formando la depositación de sedimentos marinos y terrígenos, estas dos grandes cuencas eran separadas por los altos de Cananea (McKee y Anderson 1998) atribuyéndole la apertura tectónica y estableciendo así la deformación de las cuencas (Bilodeau, 1982).

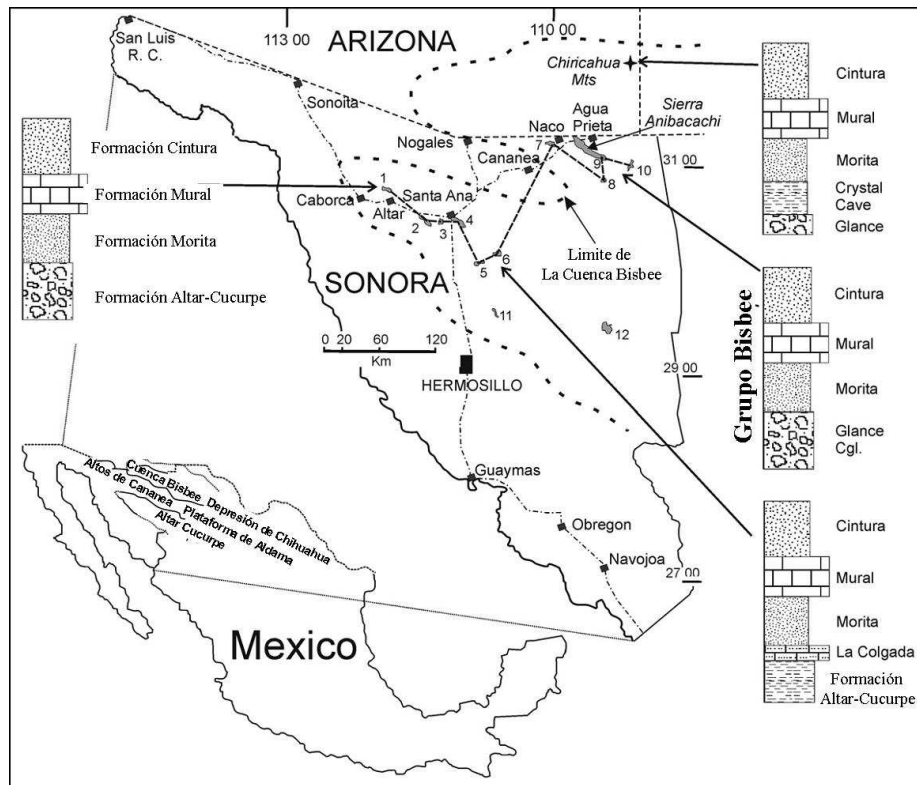


Figura 2.1. Correlación estratigráfica y delimitación paleogeográfica del Grupo Bisbee durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano en el suroeste de Arizona y noroeste de Sonora. **Modificado de González-León et al (2007)**

La extensión paleogeográfica del Grupo Bisbee se vio afectada por ciclos depositacionales, delimitadas por la evolución de la Formación Mural, destacando tres eventos transgresivo-regresivo, siendo estos los factores que controlaron las facies carbonatadas, originándose así las variaciones entre secuencias sedimentarias con unidades litoestratigráficas correlativas al Grupo Bisbee. La presencia de estas unidades indican que dicha cuenca se extendía más al sur siendo que los datos de corrientes y proveniencias de areniscas de la Formación Morita y Cintura fueron depositadas en ambientes meandricos con orientaciones de transporte al este de los aparatos volcánicos), posiblemente relacionada al Arco Alisitos durante el Jurásico tardío (Jacques-Ayala, 1995).

La primera transgresión se originó a finales del Jurásico tardío debida a la disminución del evento tectónico y rápido durante la formación de la Cuenca Bisbee y la Cuenca Altar-Cucurpe (Dickinson y Lawton, 2001) originándose la depositación de la Formación Crystal Cave al suroeste de Arizona y la Formación Cucurpe en la parte central de Sonora, ambas formaciones contienen amonites que indican la depositación en el Jurásico tardío. En el caso de la Formación Crystal Cave se determina como Kimmeridgiano (Lawton y McMillan, 1999), mientras que la Formación Cucurpe se le asigna como Oxfordiano (Rangin, 1977; Villaseñor *et al.*, 2005).

Durante el Cretácico temprano en la prolongación de la paleocuenca de Chihuahua; los ambientes marinos eran determinados neríticos a deltáicos teniendo lugar así a la depositación de secuencias calcáreas y clásticas que integraron al Grupo Bisbee (Morales, 1984 y Monreal, 1995). Este evento tectónico influyo para que se desarrollaran diferentes secuencias sedimentarias teniendo lugar a la depositación de la Formación Morita, Mural, Cintura, Cerro de Oro y La Colgada. La segunda transgresión se originó durante Barremiano y el Aptiano (González-León y Lucas, 1995), afectadas por un evento de deformación relacionable a la Orogenia Mesocretácica, manifestándose en el área por una serie de pliegues decamétricos, suaves y abiertos (Herrera *et al.*, 1990), representando la depositación de las Formaciones Cerro de Oro y La Colgada.

Una tercera y mayor transgresión durante el Aptiano tardío al Albiano temprano causo la depositación de la calizas de la Formación Mural, considerada por tres eventos transgresivos-regresivos, determinadas por aportes terrígenos y marinos, indicando una zona de transición, delimitada por lagunas abiertas y restringidas hasta la zona de acumulación de corales y rudistas, ammonites, bivalvos, gasterópodos y foraminíferos planctónicos (Figura 2.2).

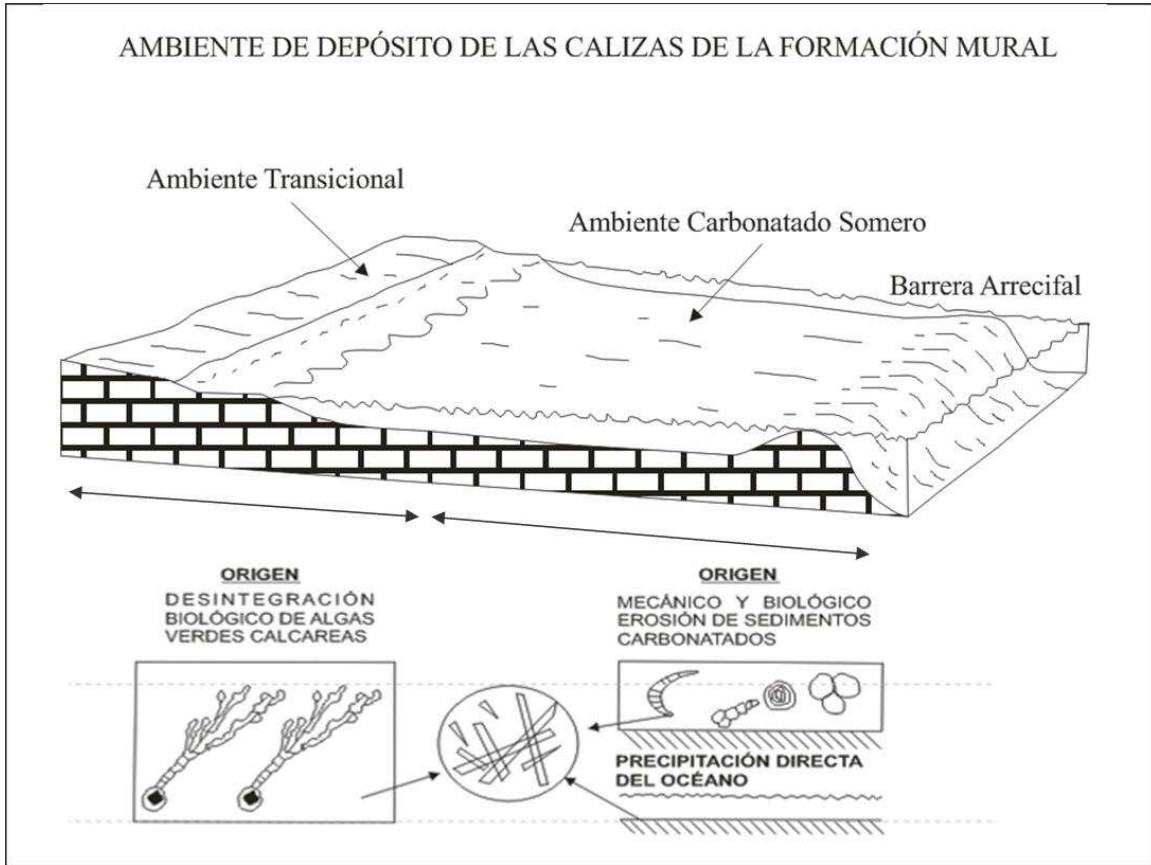


Figura 2.2. Diagrama que muestra un ambiente marino marginal somero (Bathurst, 1975), característico del ambiente de depósito de las calizas de la Formación Mural.

A consecuencia de dicho evento transgresivo posiblemente de origen eustático, se estableció la depositación de ambientes carbonatados someros, establecidos desde el margen transicional hasta la zona de acumulación de corales; establecidos por los cambios graduales y transicionales representados en los diferentes miembros de las calizas de la Formación Mural.

Estos miembros fueron divididos inicialmente por Warzeski (1983), interpretando que la plataforma de Sonora, estaba delimitada hasta el margen oeste de la depresión de Chihuahua, hallando esta extendida al sur y oeste de Sonora donde la Formación Mural estaba compuesta de ocho miembros (González-León *et al.*, 2007). La correlación realizada por González-León *et al.* (2007) establecieron que los cambios de facies se extendieron más al noroeste de Sonora obteniendo que los miembros de la Formación Mural fueran depositados en la parte noreste de Sonora mientras que el acuífero se extendía completamente fuera del estado de Sonora, (Figura 2.3).

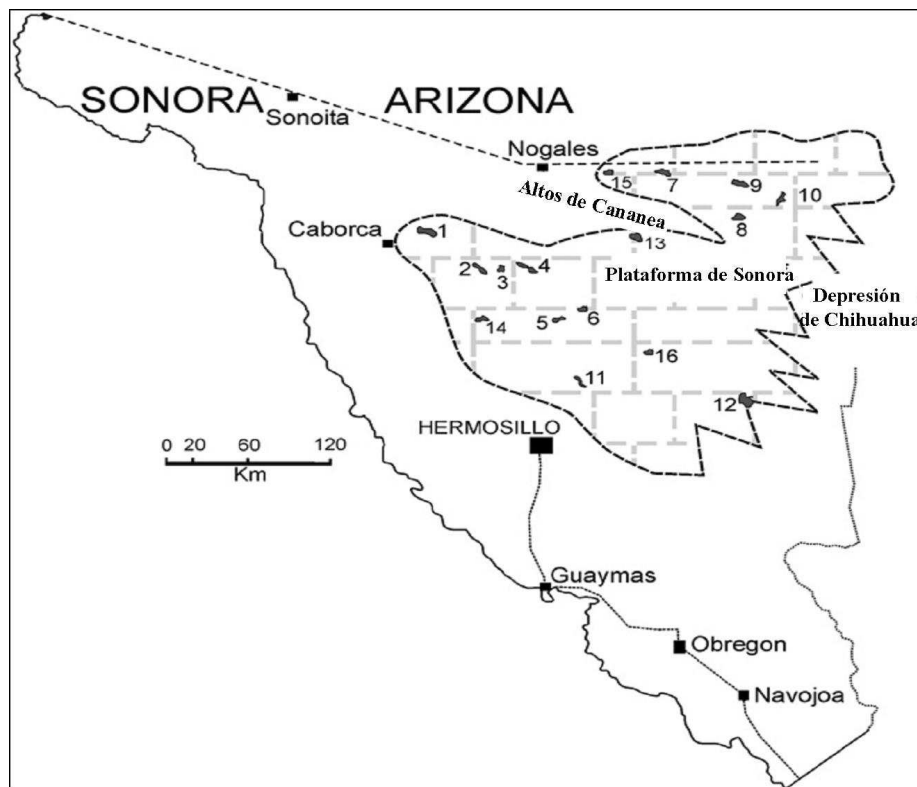


Figura 2.3. Extensión paleogeográfica de la Plataforma de Sonora durante el Aptiano tardío al Albiano temprano, Modificado de González-León *et al* (2007)

2.2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.2.1. INTRODUCCIÓN

El Grupo Bisbee, en Sonora es una secuencia sedimentaria conformada por el relleno de la Cuenca Bisbee. Este grupo fue depositado durante el Jurásico tardío hasta el Cretácico temprano. Este reconocimiento geológico regional inicial fue realizado por Double (1902) estableciendo la similitud de rocas sedimentarias y diferenciando algunos contactos litoestratigráficos en el sur de Arizona. Taliaferro (1933) dio un primer reporte sobre la sucesión sedimentaria del Grupo Bisbee expuesta en el noreste de Sonora determinadas por Ransome (1904) obteniendo que las Formaciones Conglomerado Glance, Morita y Cintura fueron depositadas en ambientes fluviales mientras que la Caliza Mural se depositó en un ambiente marino poco profundo.

Las posiciones estratigráficas de estas formaciones con la Caliza Mural son difíciles de diferenciar a consecuencia de las características físicas que estas presentan. La presencia de rudista *Coalcomana ramosa* como fósil índice del Albiano temprano, es de gran ayuda para distinguir los miembros carbonatados del Grupo Bisbee.

En esta parte de la descripción se mencionará de manera sistemática la estratigrafía regional de las Formaciones que representan al Grupo Bisbee, desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior, empezando por la Formación Conglomerado Glance, caracterizada por conglomerados polimicticos (JsKi CgP-Ar), la Formación Morita, constituida por limolitas y areniscas (KapLm-Ar), la Formación Mural determinada por calizas con alternancia de lutitas y areniscas (KapaCz-Lu-Ar) y por último la Formación Cintura formada por lutitas y areniscas (KaLu-Ar).

Cabe aclarar que las rocas del Jurásico Superior, no están ampliamente distribuidas en el área de estudio, por lo que se realizará una descripción general sobre la depositación del Conglomerado Glance para entender la secuencia basal que dio origen a la depositación, del Grupo Bisbee.

2.2.2. FORMACIÓN CONGLOMERADO GLANCE (Cgl Polimictico) (JsKi CgP-Ar)

Ransome (1904), dio a esta unidad categoría de Formación estableciendo su localidad tipo en el cuadrángulo de Bisbee, cercano a la mina Glance, en las montañas Mule en Arizona ubicándola como la base del Grupo Bisbee. Esta unidad esta constituida por conglomerados polimicticos, siendo esta identificada y separada de las areniscas de la Formación Morita.

Jacques-Ayala (1992) identifico a la Formación Conglomerado Glance en la parte noreste de Sonora en la Sierra El Chanate identificándola como conglomerados polimicticos de aproximadamente 200 m de espesor, principalmente con fragmentos subredondeados de ortocuarcita, granito y caliza con tamaños de 2 a 60 cm, cementados principalmente por material arenoso de color verde. Su contacto superior está definido por el paso transicional de una serie de lutitas y areniscas calcáreas de la Formación Morita del Grupo Bisbee, a rocas volcánicas terciarias, mientras que el contacto inferior no fue establecido en el área de la Sierra el Chanate mencionando que pueden estar sobreyaciendo a brechas volcánicas debido a la exposición de afloramientos aislados y bien definidos.

Dataciones realizadas por el método (Rb/ Sr) obtenidas por Kluth *et al.* (1982), indicaron a esta formación con una edad de 151 Ma, estableciéndola en el Jurásico tardío (Tithoniano) al Cretácico temprano (Neocomiano). Esta unidad es correlacionable con rocas similares en edad y litología que afloran en el sur de Arizona y noreste de Sonora en el área de Cabullona con la Formación el Altar.

Con la secuencia dada por los estudios realizados en la zona de la Sierra El Chanate al noreste de Sonora, Jacques-Ayala (1992) considera que el ambiente de depósito se estableció en un contexto continental de tipo fluvial, expresando que las rocas volcánicas que aparecen intercaladas con el Conglomerado Glance sugieren la coexistencia con actividad volcánica.

2.2.3. FORMACIÓN MORITA (Limolitas y Areniscas) (KapLm-Ar)

La unidad de limolitas y areniscas expuesta en la Sección Cerro Pimas es similar a la reportada en la bibliografía como Formación Morita por Ransome (1904), quien estableció su localidad tipo en el cerro La Morita, cerca de Agua Prieta, se define como una alternancia de capas de lutitas de color café rojizo y areniscas rojas y grises, con capas de arenisca conglomerática de granos angulosos y lentes de caliza impura.

Los principales afloramientos de la secuencia de limolitas-areniscas (KapLm-Ar) se localizan en la porción norte de la sección Cerro Pimas, comprendida entre el rancho Represito, expuesto en un área de 2 a 3 km². La secuencia consiste de interestratificaciones de limolitas y areniscas en estratos con espesor laminares de hasta de 10-20 cm, con intercalaciones de areniscas conglomeráticas en capas ≤ 1 m de espesor. Es proporcionalmente más abundante la presencia de areniscas que de limolitas; las características principales de las primeras es que por lo común son de color gris-rojizo a café claro-rojizo depositadas en un ambiente litoral.

El contacto inferior de esta unidad no está expuesto en el área de estudio. La secuencia en parte es sobreyacida concordantemente y transicionalmente por las calizas cretácicas (KapaCz-Lu-Ar), de la Formación Mural y cubierto, discordantemente por limos y gravas del reciente

Para Ransome (1904) y Viveros (1965), los sedimentos de esta unidad son típicamente marinos depositados en un ambiente litoral. Por su parte Jacques-Ayala (1995), determina que la Formación Morita en el área de Caborca-Santa Ana fue depositada durante el Aptiano temprano en meandros de ríos y quizás por corrientes de marea, esto interpretado por la presencia de gran cantidad de sedimentos rojos de grano fino, así como la fina laminación de los mismos.

2.2.4. FORMACIÓN MURAL (Caliza, Lutita y Arenisca) (KapaCz-Lu-Ar)

Las calizas identificadas en los alrededores de Santa Ana fueron definidas por Salas (1968), como Formación Represo constituida por una secuencia terrígeno-carbonatada cuyo afloramiento típico se localiza en las cercanías de rancho El Represo.

La edad está definida por Pérez (1986) al detectar rudista *Coalcomana ramosa* como fósil índice del Albiano temprano. Jacques-Ayala (1992) en la Sierra El Chanate, apoyado en estudios paleontológicos asigna la edad de Aptiano tardío-Albiano con lo cual amplía el rango otorgado originalmente por Pérez (1986). Su localidad tipo se localiza en los Cerros Mural en el Cuadrángulo Bisbee en Arizona.

En la sección Cerro Pimas se pueden observar calizas fosilíferas de color gris oscuro, de estratificación gruesa con capas de hasta 5 m, interestratificadas con lutitas oscuras. El espesor varía de forma importante de un lugar a otro; el estudio realizado por González-León (1994) determinó que en la Sierra el Chanate se tienen apenas 66 m. al noroeste de Sonora, mientras que en el area de Tuape se alcanzan espesores de hasta 800 m. En base a la cartografía de este trabajo se estimaron 420 m de espesor observable

La Formación Mural es correlacionable en edad con los miembros calcáreos del Grupo Bisbee. En Sonora se tienen reportadas ocurrencias de la Caliza Mural en la sierra de Cabullona, Sierra El Tigre, Sierra Azul, Sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1992).

Su parte basal, de la Formación Mural sobreyace a las limolitas y areniscas de la Formación Morita (KapLm-Ar) y hacia su cima subyace a la secuencia de lutitas y areniscas de la Formación Cintura (KaLu-Ar). La deposición de la unidad de calizas (KapaCz-Lu-Ar) ocurrió en una plataforma de aguas someras determinada por aportes terrígenos y marinos, (zona de transición), delimitada por lagunas abiertas y restringidas hasta la zona de acumulación de corales y rudistas, ammonites, bivalvos, gasterópodos y foraminíferos planctónicos, siendo está afectada por tres eventos transgresivos-regresivos produciendo una alternancia de areniscas, producto de márgenes fluviales y deltáicos.

2.2.5. FORMACIÓN CINTURA (Lutita y Areniscas) (KaLu-Ar)

La Formación Cintura ha sido descrita en la Montañas Mule cerca de Bisbee Arizona por Ransome (1904) y Viveros (1965), como una alternancia de areniscas de color gris a gris verdoso y lutitas de color rojo con esporádicas capas de caliza gris con espesor muy delgados no mayores de 0.50 m. En la sección Cerro Pimas localmente la Formación Cintura, se presenta litológica y estratigráficamente similar a la Formación Morita, representada por la alternancia de areniscas y lutitas rojas con delgadas capas de calizas. La unidad de lutitas y areniscas (KaLu-Ar) es pobre en contenido paleontológico haciendo difícil asignarle edad. Con sustento en la determinación transicional del contacto inferior establecido por las calizas de la Formación Mural (KapaCz) se considera una edad de Albiano tardío, lo cual es confirmado por estudios correlacionables y dataciones paleontológicas reportadas por González-León (1978) y Jacques-Ayala (1992) en base a la presencia de *Quadratotrignia* y *Pterotrignia* indicadores fósiles de edad Albiano tardío.

Las rocas de esta secuencia están en contacto gradual descansando concordantemente sobre la unidad de calizas (KapaCz-Lu-Ar) y sobreyacida en discordancia erosional a ligeramente angular con la Formación Pozo Duro del Grupo el Chanate (Jacques-Ayala, 1989). Los afloramientos de esta unidad se encuentran en la parte sureste de la sección Cerro La Pima con área de exposición de 2.5 por 0.8 km; también está expuesta en la zona comprendida entre La Calera, cubriendo una superficie de 1 por 2 km aproximadamente al norte de San Lorenzo (Jacques-Ayala, 1995). La secuencia de lutitas y areniscas (KaLu-Ar) fue depositada con aporte de detritos derivados de rocas metamórficas, volcánicas, intrusivas en un mar epicontinental en un ambiente de planicie costera y quizá de planicie aluvial durante una fase marina regresiva (Jacques-Ayala, 1992). Las unidades litoestratigráficas carbonatadas de la Formación Mural, indican que la cuenca tuvo tres eventos transgresivos-regresivos marinos posiblemente de origen eustático (González-León, 1994), debido al registro transgresivo global del Cretácico temprano, González-León *et al.* (2007); sin embargo en la Sección Cerro Pimas solo se pueden observar los dos últimos eventos en los cambios de facies.

Las curvas de subsidencia elaboradas por González-León (1994) indican que se debe a una transgresión afectada por subsidencia termotectónica mostrando un proceso de hundimiento en la cuenca durante el Cretácico temprano, propiciando una disminución local en el nivel del mar, la cual probablemente fue determinada por un evento de distensión de tipo *rift* extendiéndose hasta el centro de Sonora. En el siguiente mapa geológico se especifica de manera detallada los diferentes contactos litoestratigráficos mencionados en el capítulo de Geología Regional, estableciendo que en la sección Cerro Pimas solo pudieron ser cartografiados las tres últimas formaciones que determinan al Grupo Bisbee, (Figura 2.4).

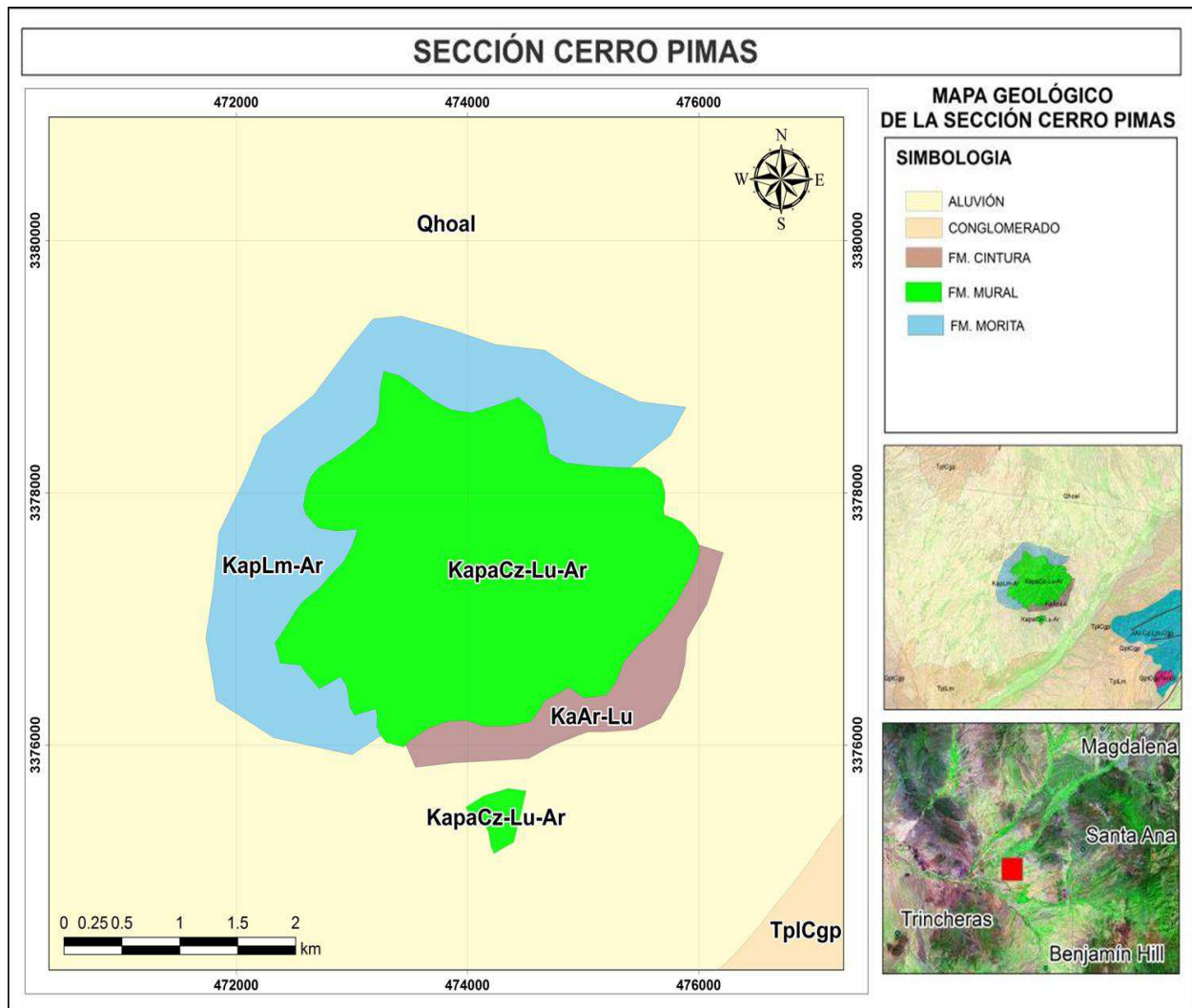


Figura 2.4. Cartografía Geológica en la Sección Cerro Pima. Nótese que solo se muestran los tres últimos eventos del Grupo Bisbee correspondientes a las Formaciones Morita, Mural y Cintura.

2.3. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.3.1. INTRODUCCIÓN

En el Cretácico temprano las calizas de la Formación Mural, fueron definidas inicialmente por Lawton *et al.* (2004) y más tarde por González-León *et al.* (2007) determinando que la Formación Mural esta constituida de 8 miembros depositados durante tres eventos transgresivos-regresivos (González-León *et al.*, 2007), dando origen a la depositacion de calizas con numerosos grupos de fósiles que incluyen foraminíferos, corales, rudistas, gasterópodos, equinoideos, esponjas y serpulidos. Sin embargo, solo se han hecho algunos estudios taxonómicos sobre estos organismos (Scott y González-León, 1991; Rosales *et al.*, 1995; Baron-Szabo y González-León *et al.*, 2007; Monreal y Longoria, 2000).

El primer evento transgresivo-regresivo determinó la depositación del Miembro Fronteras y Miembro Rancho Búfalos establecidos por González-León *et al.* (2007) como limolitas de color rojo oscuro a color negro, con intercalaciones de nódulos calcáreos, estableciéndolos como la zona de transición inicial entre la Formación Morita y la Formación Mural.

En el área de estudio “Cerro Pimas”, no estan presentes los dos primeros Miembros de la Formación Mural señalados por González-León *et al.* (2007) ya que se acuña hacia la parte noroeste de Sonora y suroeste de Arizona. En esté trabajo de tesis solo serán mencionados los seis miembros establecidos en la Sección Cerro Pimas (CLC, TS, LC, CLP, CLE, MQ), todos ellos ordenados de manera ascendente estableciendo el segundo evento transgresivo regresivo que tuvo lugar desde el miembro (CLC–LC) y el tercer evento y último que dio la pauta para la depositación de La Formación Cintura desde (CLP-MQ), durante el Aptiano tardío al Albiano temprano

2.3.2. MIEMBRO CERRO LA CEJA (Areniscas y calizas) (KapAr-Cz)

El Miembro CLC está constituido principalmente de areniscas ricas en cuarzo y limolitas con nódulos calcáreos subangulosos a subredondeados de color rojizo violáceo a café verdoso, representadas en estructuras paralelas, cruzadas y gradadas, con espesores mayores a los 3 cm, siendo el espesor total estimado para este miembro menor a 57 m.

El contacto inicial esta representado por la alternancia de areniscas de color gris a gris verdoso y lutitas de color rojo con esporádicas capas de caliza, con espesores muy delgados de caliza no mayores de 0.20 m, mientras que en la parte media del espesor total se pueden establecer las características principales que definen al Miembro CLC observando etapas de estratificación cruzada y paralelas de capas bioclásticas intercaladas con areniscas cuarcíticas probablemente de un ambiente de llanura costera o estuario. Los fragmentos están en su mayoría completos, lo que indica una zona de transición tranquila como podría ser un ambiente de estuarios con predominancia de un manejo del ambiente costero y con un aporte mayor de material terrígeno, puesto que hay material leñoso petrificado.

Se puede establecer una transgresión gradual y no repentina debido a los contactos laterales gradacionales, las primeras evidencias de este evento es la predominancia de capas de espesores menores a los 12 m de calciarenita a calcirudita, incrementando así los espesores de las calizas conforme se acerca al siguiente Miembro denominado Tuape Shale y después disminuye de manera gradual el contenido y espesor de las calizas, por lo que adopta en su mayoría espesores menores a 6 m de limolita y lutita de color negro, con nódulos calcáreos.

Como se puede observar en la (Figura 2.5), no es posible establecer el Miembro que subyace a Cerro la Ceja, por lo que se determina la correlación realizada por González-León *et al.* (2007), indicando como parte basal al Miembro Rancho Búfalo, siendo esta sobreyacida por una serie de lutitas con nódulos calcáreos correspondientes al Miembro Tuape Shale (KapLu-Cz).

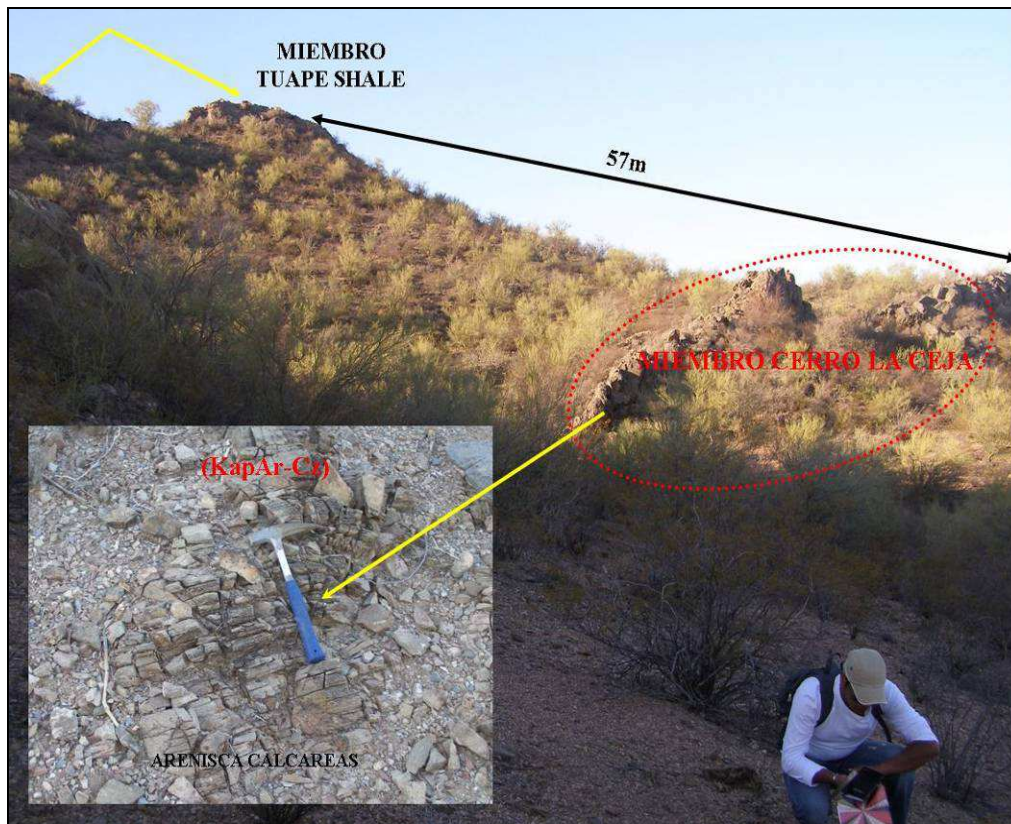


Figura 2.5.- Miembro Cerro la Ceja formada por areniscas cuarcíticas y limolitas con nódulos calcáreos.

2.3.3. MIEMBRO TUAPE SHALE (Lutitas y Calizas) (KapLu-Cz)

Las características de la roca observadas en campo muestran en la parte basal de este Miembro alternancias de limolitas y lutitas grisáceas a tonalidades oscuras con nódulos calcáreos bien definidos. La estratificación se presenta en estructuras cruzadas con una mayor tendencia a estructuras paralelas y gradadas mostrando espesores de 0.10 a 2 m, alcanzando un espesor máximo de hasta 93 m, las lutitas negras presentan alto grado de fisilidad exponiendo la interestratificación establecida por capas calcáreas. En la parte media del espesor total se logran observar lutitas rojizas violáceas a tonalidades mas oscuras características de ambientes relativamente profundos, considerando que la profundidad no excede mas de 300 m. Probablemente es aquí donde se inicia la etapa máxima de inundación de la segunda trasgresión marina de la Formación Mural, establecida por un cambio notorio en la composición de la roca a cambios graduales en las capas de limolitas y lutitas café oscuras masivas con nódulos de pedernal.

La etapa final de la segunda transgresión se acentúa dejando notar el cambio gradual de lutitas grises oscuras a calizas de color gris claro al intemperie a gris oscuro al fresco con espesores de hasta 2 m, conforme se asciende a la parte superior de este miembro se hace notar la predominancia de rocas carbonatadas producto de la acumulación de fragmentos bioclásticos como gasterópodos y rudistas. Como ya se mencionó, este miembro sobreyace concordantemente a las lutitas y areniscas (KapAr-Cz) del Miembro CLC y subyace concordante y transicionalmente a las calizas lutitas (KaCz-Lu) del Miembro LC.

En la Figura 2.6 tomada de oriente a poniente se muestra en línea de color rojo los sistemas de planos de estratificación rellenados por calcita y material arcilloso separando los estratos masivos de lutita grisácea, dejando ver las pequeñas capas de hasta 0.03 m de horizontes carbonatados mientras que la línea de color amarillo indica el tamaño de los nódulos de pedernal presentado en casi toda la estructura del Miembro TS.

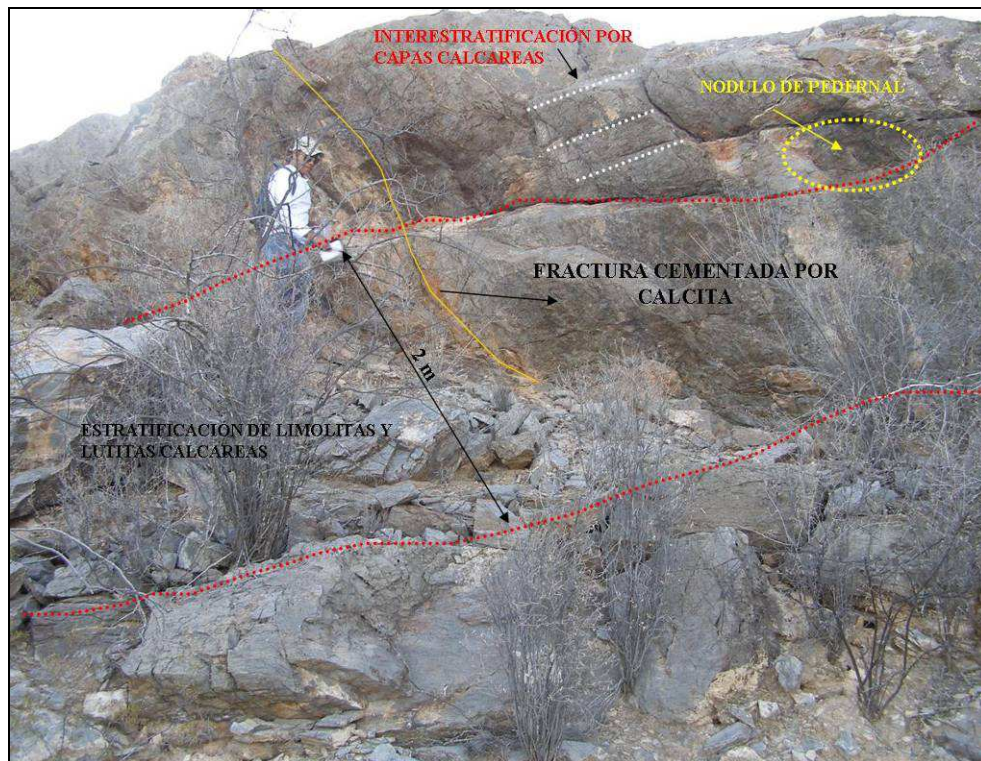


Figura 2.6.- Miembro Cerro Tuape Shale formada por alternancias de limolitas y lutitas rojas violáceas a grisáceas con nódulos de pedernal bien definidos

2.3.4. MIEMBRO LOS COYOTES (Calizas y Lutita) (KaCz-Lu)

El Miembro LC está representado por un espesor total de hasta 54 m, formada por calizas masivas de color gris amarillento a gris oscuro con marcas de intensa bioturbación y capas muy delgadas de lutita y limolita calcárea, compuesta por capas lenticulares de calcarenitas establecidas por colonias de corales bioclásticas con capas formadas por gasterópodos, equinodermos, con grandes cantidades de orbitolina y foraminíferos planctónicos de espesores entre capa y capa de más de 1 m, (Figura 2.7). Este miembro es representativo de la segunda etapa regresiva de menor magnitud, a causa de un cambio inherente en la sedimentación de Formación Mural, por lo que la predominancia de carbonatos de ambientes someros aumenta. El contexto de depósito de este miembro está determinado por un ambiente lagunar dentro de la plataforma somera, la disminución del nivel del mar, favoreció las condiciones para que la tasa de sedimentación de carbonatos aumentara. La presencia de ostreas, bivalvos, equinodermos y orbitolina, indica zonas bajas y de poca energía con laminación cruzada y paralela a consecuencias de un ambiente marino poco profundo, todas estas características son establecidas en el Miembro LC.

Cabe aclarar que en este Miembro se establece el cambio de edades entre el Aptiano tardío dando paso al Albiano temprano; esto corroborado por estudios realizados por Pérez (1986) al detectar rudista *Coalcomana ramosa* en la mayor parte de la caliza LC, dejando atrás la depositación de lutitas oscuras de ambientes relativamente profundos correspondientes a la depositación del Miembro TS, permaneciendo los depósitos carbonatados característicos del Miembro LC. En la parte última de este Miembro se establecen espesores menores a 1 m de caliza afectadas por alternancias de areniscas y lutitas de color gris claro observándose la tercera etapa transgresiva afectada a la depositación del Miembro CLP, notándose un cambio gradual en la relación estratigráfica pudiéndose presenciar que el Miembro LC sobreyace concordantemente a las lutitas y calizas (KapLu-Cz) del Miembro TS y subyace concordante y transicionalmente a las lutitas y areniscas (KaLu-Ar) del Miembro CLP.

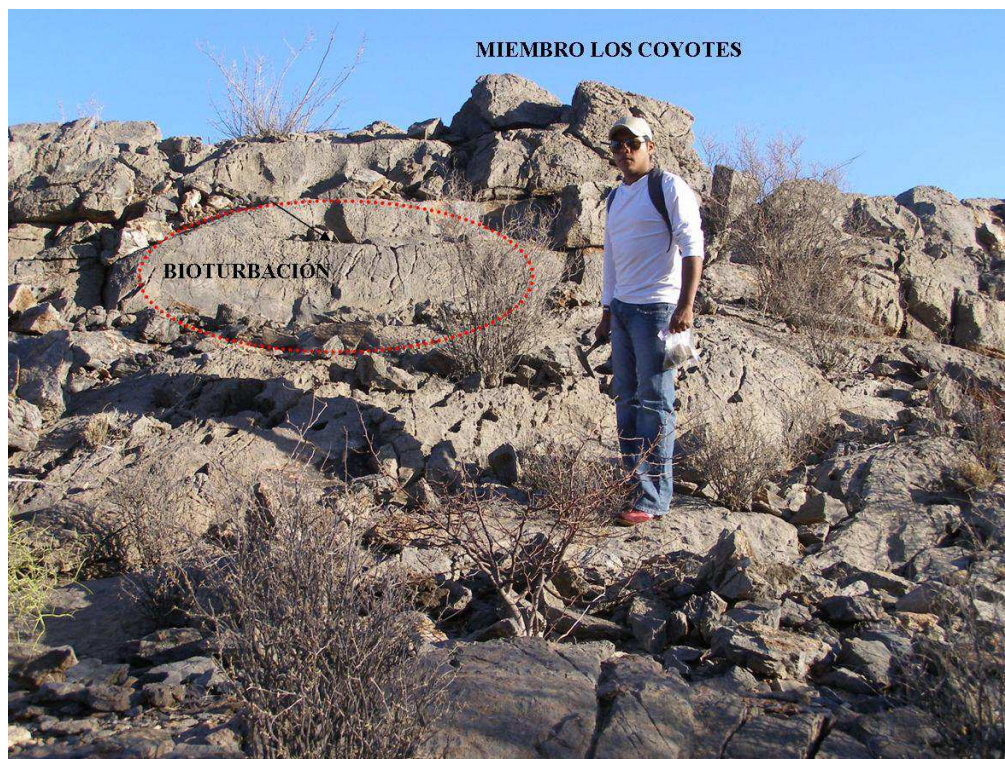


Figura 2.7. - Miembro Cerro Los Coyotes formada por calizas masivas de color gris claro a gris oscuro con marcas de intensa bioturbación y capas muy delgadas de lutita y limolita calcárea en la sección Cerro Pimas

2.3.5. MIEMBRO CERRO LA PUERTA SHALE (Areniscas y Lutitas) (KaAr-Lu)

La base de este Miembro está constituido en su mayoría por areniscas y lutitas masivas con escasos nódulos alóctonos calcáreos arriba de los 30 cm. de diámetro producto de los remanentes de las calizas del Miembro los Coyotes, (Figura 2.8). La parte media del espesor total muestra las características principales del Miembro CLP constituido por limolitas, lutitas y areniscas masivas de color gris oscuro variando a color café rojizo intercaladas con lutitas oscuras violáceas en estratificación cruzada y paralela presentando espesores mayores a los 5 m. Las lutitas café oscuras masivas de este Miembro comparada con las lutitas verdosas a rojizas oscuras del Miembro TS son similares en forma y estructura, la diferencia está en la mayor tasa de sedimentación de areniscas y la ausencia de material carbonatado, indicando el inicio de la etapa máxima de inundación durante la tercera trasgresión marina afectada por influencia terrígena. En el área de estudio se observaron espesores del Miembro CLP de hasta 123 m;

La relación estratigráfica dada por los cambios graduales que se dieron durante la tercera y última trasgresión en el Albiano temprano, (Lawton *et al.*, 2004), traza los cambios paulatinos diferenciales dejando notar las características principales del Miembro CLP con respecto al Miembro LC, cambiando inherentemente de un ambiente carbonatado a un ambiente clástico somero con aportes terrígenos bien marcados probablemente por depósitos de un ambiente fluvial o deltáico.

En la parte última del espesor total se establece una alternancia de lutitas y areniscas masivas con materiales lenosos y fragmentos de plantas. Estas areniscas se presentan de varios colores desde grisáceas y verdosas hasta violáceas todas ellas intercaladas con espesores entre capa y capa menores a 1m. Estableciendo que el miembro CLP tuvo depositaciones graduales durante la trasgresión, se propone que este Miembro sobreyace concordantemente y transicionalmente a las calizas lutitas (KaCz-Lu) del Miembro LC y subyace concordante y gradualmente a las calizas (KaCz) del Miembro CLE.



Figura 2.8.-. Miembro Cerro La Puerta Shale formada en la sección Cerro Pimas por areniscas masivas de color rojo a café claro indicando la sedimentación inicial de la tercera y última trasgresión durante la depositación de la Formación Mural.

2.3.6. MIEMBRO CERRO LA ESPINA (Calizas) (KaCz)

En su totalidad este Miembro está constituido por un espesor de 33 m de caliza masiva de color café amarillento al intemperie y café rojizo al fresco con espesores menores a los 15 m (Figura 2.9), presentando un comportamiento similar a la litología inicial del Miembro LC, (Lawton *et al.*, 2004), definida por una gran abundancia de calizas con foraminíferos bentónicos, bioclastos bien definidos de bivalvos, gasterópodos, corales y capas con alto grado de bioturbación con orbitolina, rudistas, corales y equinodermos.

La parte inicial de este miembro esta caracterizado por una alternancia de lutitas con capas calcáreas mayores a 1 m., mientras que la parte media esta compuesta por la presencia de orbitolina con arenisca calcárea (ooides), y alternancia de caliza con nódulos de pedernal con estratificación cruzada a laminar, lo cual indica pequeñas pendientes o rampas de plataforma en ambiente somero de alta energía.

La parte superior esta constituida por estratos de calizas con capas delgadas de areniscas de color rojo marrón con espesores variados menores a 1 m, posiblemente proveniente de ambientes fluviales dentro de la plataforma, la regresión es significativa ya que en la parte superior de este Miembro es donde se presenta la primera etapa terrígena, para dar paso a la depositación clástica de Miembro MQ.

El Miembro CLE constituye el tercero y último evento transgresivo-regresivo de la Formación Mural, considerándose como la última y mayor etapa de depositación de carbonatos, (Lawton *et al.*, 2004), marcando una evolución considerable para el termino del ambiente carbonatado presentado en el Albiano temprano.

Estableciendo el cambio gradual definido durante la tercera regresión se establece que este Miembro suprayace concordante y tansicionalmente a las areniscas y lutitas (KaAr-Lu) del Miembro CLP e infrayace concordantemente a las calizas areniscas (KaCz-Ar) del Miembro MQ.

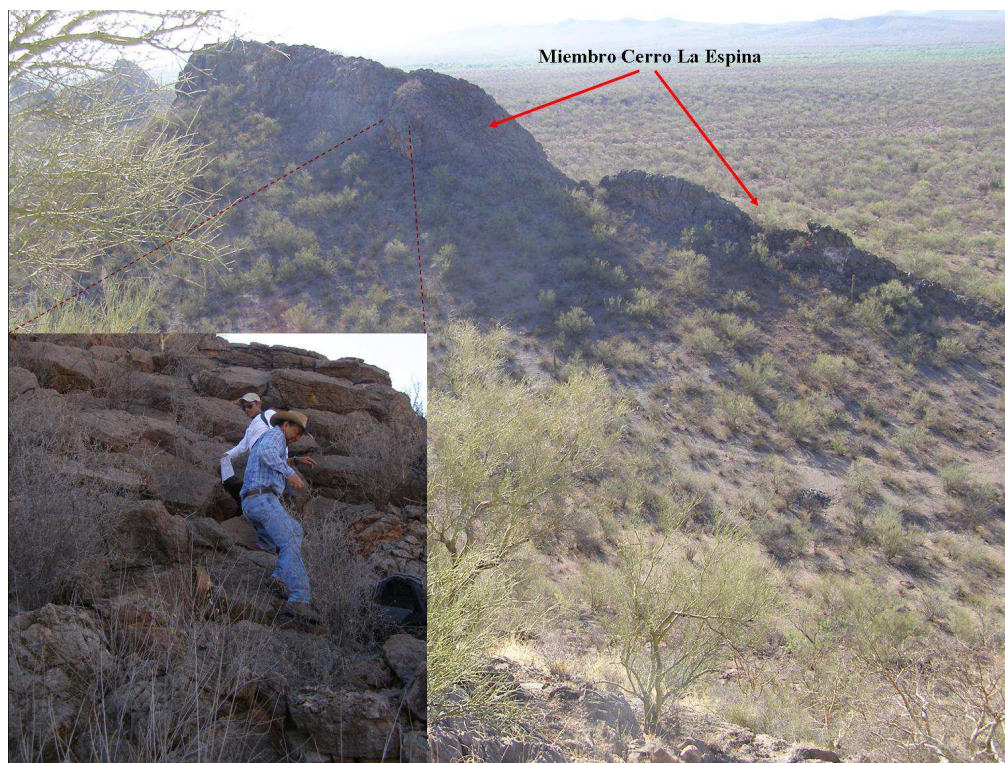


Figura 2.9. - Vista panorámica del Miembro Cerro La Espina formada por calizas masiva de color café amarillento al intemperie y café rojizo al fresco con espesores unitarios menores a los 15 m.

2.3.7. MIEMBRO MESA QUEMADA (Caliza, Areniscas) (KaCz-Ar)

El miembro Mesa Quemada está constituida por lutitas de color rojo claro a color café rojizo y limolitas con alto grado de bioturbación con intercalaciones de nódulos calcáreos alóctonos posiblemente remanentes de CLE, Las estructuras sedimentarias, son de espesores variables de hasta 4 m, alcanzando un espesor total de 60 m.

Se puede determinar que toda la base tiene y conserva la forma del contacto superior del Miembro CLE, observándose capas de arenisca con nódulos calcáreos, las cuales están representadas por estratificación cruzada y paralela.

En la parte media de este Miembro presenta limolitas de color rojo a púrpura con nódulos calcáreos bien marcados, mientras que en la parte superior de este Miembro predominan areniscas cuarzosas con granos subangulosos a subredondeados y bien sorteados, lo que indica etapas de intensas fuentes erosivas.

El Miembro MQ está representado por la etapa final del ambiente regresivo de la Formación Mural, por lo que la predominancia de materiales clásticos es mayor. En campo es difícil diferenciar el cambio litológico entre el Miembro MQ y la Formación Cintura, puesto que las dos tienen características similares de ambientes fluviales, la diferencia se acentúa en las areniscas con nódulos calcáreos alóctonos y dolomitizados característicos del Miembro MQ, (Figura 2.10), mientras que la Formación Cintura está representada por la alternancia de areniscas cuarzosas subredondeadas bien sorteadas de color rojo a rojo marrón, conglomerados y lutitas rojas, localmente depositadas en un ambiente eólico así como limolita carbonatada de un ambiente palustre (Navarro, 1989). Se establece que el Miembro MQ subyace concordantemente a la caliza (KaCz) del Miembro CLE y sobreyace discordantemente a las lutitas y areniscas (KaLu-Ar) de la Formación Cintura.

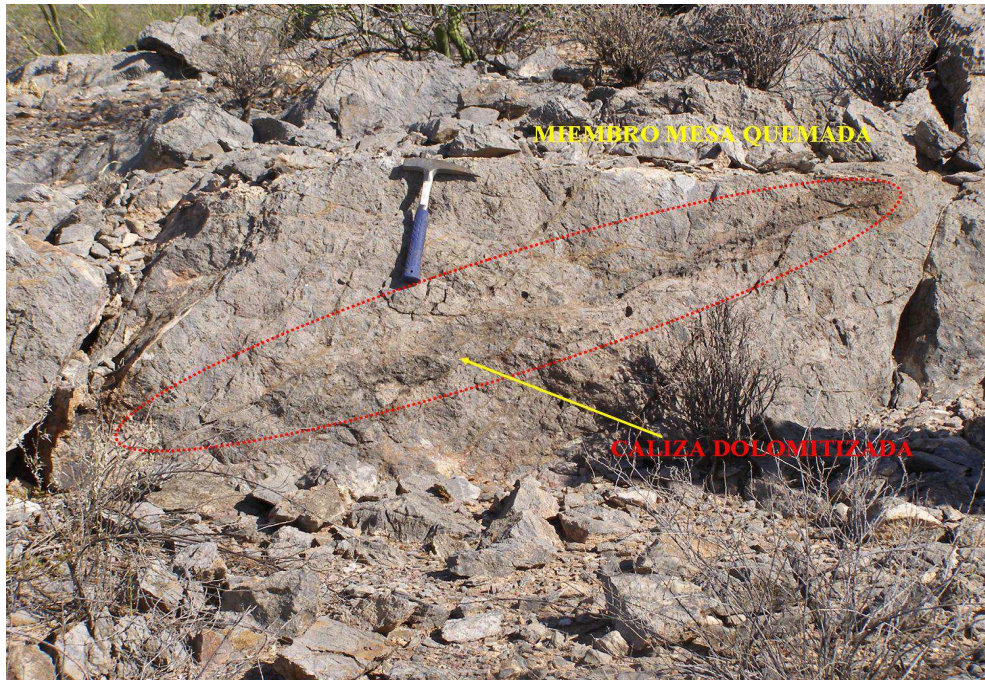


Figura 2.10.- Miembro MQ, representado por areniscas de color gris rojizo a café marrón con nódulos calcáreos alóctonos y dolomitizados.

La Figura 2.11 muestra la columna estratigráfica realizada en la Sección Cerro Pimas por González-León *et al.* (2007), estableciendo los diferentes cambios de facies ordenados de manera ascendente (CLC, TS, LC, CLP, CLE y MQ), que se dieron durante la depositación de la Formación Mural durante el Aptiano tardío al Albiano temprano.

CAPÍTULO 3. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

3.1. INTRODUCCIÓN

La petrografía de láminas delgadas es uno de los métodos más importantes para entender las características de las microfacies de las diversas lito-unidades. Sin embargo, muchos investigadores (Ali, 1995; Chafetz *et al.*, 1999; Mckay *et al.*, 1995; Nicolaides, 1995; Have y Heijnen, 1985) usaron esta herramienta para la investigación preliminar antes de emprender cualquier trabajo detallado sobre la petrografía convencional usando el método de catodoluminiscencia e inclusiones fluidas en los cementos. Ciertamente, la petrografía convencional usada en el microscopio polarizado no será suficiente para lograr los estudios petrográficos detallados. Por lo tanto, un estudio sin la ayuda de la petrografía de catodoluminiscencia no será completo. Sin embargo, debido a las limitaciones, el método petrográfico convencional de láminas delgadas se adopta en este trabajo de tesis. En este capítulo serán descritos los diferentes tipos de petrografía identificados en los miembros de la Formación Mural, de acuerdo a la clasificación de carbonatos de Dunham (1962) y Folk (1959, 1962). Además una descripción detallada sobre tipos de cementante, ambientes diagenéticos y ambientes depositacionales e identificación de los diferentes tipos de micro-facies y zonas de facies basada en la descripción de Fluegel (2004).

3.2 CLASIFICACIÓN DE ROCAS CARBONATADAS

Todas las rocas carbonatadas contienen más de un tipo de material; uno puede ser una mezcla de los oolitos, fósiles, intraclastos y cementantes, mientras que otro puede consistir en arcilla, *pelets* y *fangos*, parcialmente sustituidos por dolomía y pedernal. Las rocas carbonatas son tan complejas que es necesario hacer una lámina delgada para interpretar un espécimen correctamente, aunque las buenas estimaciones se pueden hacer en campo. Dos de las clasificaciones más extensamente usadas, son las de Folk (1959, 1962) y Dunham (1962), las cuales fueron usadas en este trabajo de tesis.

3.3 CLASIFICACIÓN DE ROCAS CARBONATAS, DUNHAM (1962)

Los diversos nombres y clasificaciones de las rocas propuestas por Dunham (1962) se mencionan en la Figura. 3.1.

Mudstone: Compuesta por una matriz micrítica de carbonato o de carbonato criptocristalino. Granos (fósiles, ooides, etc.) representando menos del 10 % de la roca.

Wackestone: Los granos están compuestos por más del 10% soportado por una matriz micrítica.

Packstone: Gran parte de los granos del tamaño de la arena están sostenidos por los mismos granos y por una matriz micrítica

Grainstone: Contacto entre granos de tamaño de la arena soportados por calcita esparítica entre los espacios porosos.

Boundstone: Compuesto por componentes originales durante la depositación, formado por colonias de corales y estromatolitos.

CLASIFICACIÓN DE DUNHAM (1962)					
Textura Original Reconocible					Textura Original no Reconocible
Componentes Originales no Enlazados Durante el Depósito			Componentes Originales Enlazados		
Con Matriz (carbonato de tamaño arcilla-limo fino)		granosostenida		Sin matriz y Granosostenida	
Sostenida por la matriz					
Menos del 10% de granos	Mas del 10% de granos				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CARBONATOS CRISTALINOS
					

Figura 3.1.- Clasificación de rocas carbonatadas por Dunham (1962)

3.4 CLASIFICACIÓN DE ROCAS CARBONATAS, FOLK (1959)

La clasificación de Folk, depende principalmente de cantidades relativas de **aloquímicos**, **cemento esparítico**, y matriz microcristalina o **micríta**, (Figura 3.2).

Los **aloquímicos** se clasifican en cuatro tipos, intraclastos, ooides, peloides y bioclastos.

Los **intraclastos** son "fragmentos de roca intra-formacional". Pueden ser de cualquier tamaño, generalmente de 2 mm de diámetro. Compuestos de calcita microcristalina (micríta). Algunos pueden contener otros aloquímicos, tales como bioclastos pequeños (ostrácodos).

Los **ooides** son granos de carbonato, los cuales son usualmente pequeños, menores de 1 mm de diámetro, poseen una serie de laminaciones concéntricas. Los nombres de los **ooides** dependen de las laminaciones concéntricas. Los **ooides** que tienen grandes diámetros de unos cuantos milímetros, son generalmente llamados *pisolitos*.

Los **pelets** son granos de calcita microcristalina (micríta) o aragonito, posiblemente de origen *fecal*. Estos son en su mayoría de 2 mm de diámetro, de forma elongada o redondeada en su forma externa.

Los **bioclastos** están representados por clastos carbonatados de aragonito de organismos que vivieron contemporáneamente durante los procesos depositacionales, los cuales forman parte del sedimento. Hay una amplia variedad de tipos de bioclastos cada uno con su propia textura y forma única.

El esquema de Folk (1959), consiste de cinco clases principales de rocas carbonatadas, señaladas por números romanos I, II, III, IV y V. La clase I y II están representadas por rocas de calcita, aragonito, calizas dolomitizadas y dolomías primarias, mayores al 10 % de aloquímicos de carbonatos.

Las rocas de la clase I están compuestas de calcita esparítica, mientras que las rocas de la clase II están representadas por micrítica (calcita microcristalina a criptocristalina). Esta clasificación es aún subdividida, por el porcentaje relativo de los diversos tipos de aloquímicos. Si los aloquímicos son generalmente mayores de 2 mm de diámetro se llama **rudita**, mientras que si son menores a 2 mm de diámetro se llaman **arenita**. Las rocas de la clase I contienen esparita de calcita entre los aloquímicos y por lo tanto se llaman **esparitas**. Si las rocas de la clase I contienen micrítica entre los aloquímicos entonces se llaman **micritas**.

La esparita y la micrítica tienen un prefijo que determina el contenido real del aloquímicos en la roca. Si más del 25% de los aloquímicos son intraclastos, entonces el prefijo “**intra**” se aplica como **intraesparita e intramicrítica**. Si la roca tiene el 25% o menos intraclastos pero más de 25 % de ooides entonces el prefijo “**oo**” se aplica como **ooesparita, ooesparrudita, oomicrítica, oomicrorrudita**. Si la roca tiene 25% o menos de intraclastos, 25 % o menos de ooides y 67% de bioclastos entonces el prefijo “**bio**” se aplica como **bioesparita, bioesparrudita, biomicrítica, biomicrorrudita**. Si la roca tiene 25 % o menos de intraclastos, 25 % o menos de ooides y 67% o más peloides el prefijo “**pel**” se aplica como **pelesparita, pelesparrudita, pelmicrítica, y pelmicrorrudita**. Si la roca contiene 25 % o menos de intraclastos, 25 % o menos de ooides, peloides y bioclastos el prefijo “**biopel**” se aplica como **biopelesparita, biopelesparrudita, biopelmicrítica**.

Las rocas de la clase III, están constituidas por menos del 10% de aloquímicos de carbonatos. Si los aloquímicos dominantes son intraclastos, la roca se llama **micrítica con intraclastos**. Si los aloquímicos dominantes son ooides, entonces es denominada como **micrítica con ooides**. Si los bioclastos están compuestos de aloquímicos, entonces es considerada como **micrítica con bioclastos**. Si los peloides son persistentes entonces es determinada como micrítica con **peloides**.

La clase IV está caracterizada por "rocas de biohermas imperturbadas" similares a los boundstones de Dunham, llamada **biolitita**. Mientras que las rocas de la clase V están constituidas por dolomía.

Al comparar las dos clasificaciones (Folk, 1959; Dunham, 1962), las rocas ricas en matriz es determinada como **micrita** para Folk y **mudstone o wackestone** para Dunham. Por otra parte, una roca con poca matriz es llamada **esparita** para Folk y **grainstone o packstone** para Dunham.

Clasificación de Folk (1962)				Mas del 10% de aloquímicos ROCAS TIPO I y II		Menos del 10% de aloquímicos ROCAS TIPO III		Rocas de Biohermos	DOLOMIAS ROCAS TIPO V			
				Cemento esparítico	Matriz Micrítica	De 1 a 10% de aloquímicos	Menos del 1 % de aloquímicos		Con aloquímicos	Sin aloquímicos		
											TIPO I	TIPO II
COMPOSICIÓN VOLUMÉTRICA DE ALOQUÍMICOS	Más del 25 % de INTRACLÁSTOS			INTRAESPARITA Intraesparrudita	INTRAMICRITA Intramicrorrudita	Según el aloquímico dominante	MICRITA con Intraclastos	MICRITA	BIOLITITO (ROCAS TIPO IV)	Según el aloquímica dominante	Dolomía con intraclastos	DOLOMIAS
	Menos del 25% de INTRACLÁSTOS			OOESPARITA Ooesparrudita	OOMICRITA Oomicrorrudita		MICRITA con Ooides				Dolomía con Ooides	
	Menos del 25% de OOIDES (relación de volúmenes de peloides y bioclastos)	> 3	BIOESPARITA Bioesparrudita	BIOMICRITA Biomicrorrudita	MICRITA con Bioclastos		Dolomía con Bioclastos					
			3 - 1 / 3	BIOPELESPARITA	BIOPELMICRITA		MICRITA con Peloides				Dolomía con Peloides	
			< 1 / 3	PELESPARITA	PELMICRITA							

Figura 3.2.- Clasificación de rocas carbonatadas por Folk (1959, 1962).

3.5 ANÁLISIS DE MICROFACIES

Conforme al análisis petrográfico desarrollado en este trabajo de tesis, fue posible determinar las facies carbonatadas correspondientes a zonas de transición de intramarea de ambientes carbonatados someros hasta las zonas de acumulación de moluscos, foraminíferos planctónicos y corales (Figura 2.2). De acuerdo a la descripción detallada de micro-facies realizada por Fluegel (2004), se pudieron identificar cuatro diferentes subtipos de wackestone (*Wackestone arenoso; Wackestone arenoso con moluscos; Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas; Wackestone arenoso con moluscos y equinodermos*), tres subtipos de packstone. Entre ellos (*Packstone de rudistas, corales y foraminíferos planctónicos; Packstone de algas, rudistas, corales y foraminíferos planctónicos; Packstone oolíticos y foraminíferos planctónicos*) y por último tres tipos de grainstone definidos por sus estructuras que la conforman los cuales están definidos por (*Grainstone de ooides, Grainstone de foraminíferos planctónicos y Grainstone de algas, moluscos y foraminíferos planctónicos*), (Tabla 3.1).

Miembro/Muestra	Tipo de Petrografía	Petrografía de Micro-facies
Mesa Quemada		
CP20	Wackestone	Wackestone arenoso
CP19	Wackestone	Wackestone arenoso
Cerro La Espina		
CP18	Packstone	Packstone oolíticos y foraminíferos planctónicos
CP17	Grainstone	Grainstone de algas, moluscos y foraminíferos planctónicos
CP16	Packstone	Packstone de algas, rudistas, corales y foraminíferos planctónicos
CP15	Packstone	Packstone de algas, rudistas, corales y foraminíferos planctónicos
CP14	Packstone	Packstone de rudistas, corales y foraminíferos planctónicos
Los Coyotes		
CP13	Grainstone	Grainstone de ooides
CP12	Grainstone	Grainstone de ooides
CP11	Grainstone	Grainstone de foraminíferos planctónicos
CP10	Grainstone	Grainstone de foraminíferos planctónicos
CP09	Packstone	Packstone oolíticos y foraminíferos planctónicos
CP08	Packstone	Packstone oolíticos y foraminíferos planctónicos
Tuape Shale		
CP07	Wackestone	Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas
CP06	Wackestone	Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas
CP05	Wackestone	Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas
CP04	Wackestone	Wackestone arenoso con moluscos y equinodermos
Cerro La Ceja		
CP03	Wackestone	Wackestone arenoso con moluscos y equinodermos
CP02	Wackestone	Wackestone arenoso con moluscos
CP01	Wackestone	Wackestone arenoso con moluscos

Tabla 3.1.- Resultados petrográficos de acuerdo a la descripción de micro-facies realizada por Fluegel (2004).

3.5.1 WACKESTONE

El wackestone son rocas carbonatas soportadas por material micrítico fino compuestas por mas del 10% de granos de esqueletos (Dunham, 1962). Estas calizas fangosas con un contenido bioclástico disperso y con grados variables de bioturbación se presentan en una matriz micrítica. Los bioclastos 10-20% están compuestos por fragmentos de algas, moluscos, equinodermos y espículas de esponjas generalmente bien preservados. En forma subordinada contienen ooides aislados y muy escasos. Estas microfacies suelen presentar importante contenido clástico, arcilloso a limoso. En esta clasificación petrográfica es común la presencia de juntas de presión y disolución donde se concentra el material insoluble marcadas por las estructuras estilolíticas. Estas características se presentan principalmente en los Miembros CLC, TS y MQ identificando cuatro subtipos diferentes de wackestone. La mayoría del wackestone contiene cantidades mínimas de cuarzo y granos de feldespato anguloso a subredondeado medianamente sorteado.

En este estudio y análisis petrográfico fue posible identificar cuatro diferentes subtipos de wackestone, todos ellos correspondientes a zonas de transición de intramarea de ambientes someros con aportes de materiales siliciclásticos muy escasos en zonas de acumulación de moluscos y foraminíferos planctónicos, los cuales están representados por (***Wackestone arenoso; Wackestone arenoso con moluscos; Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas; Wackestone arenoso con moluscos y equinodermos***).

Wackestone arenoso.- Se trata de transiciones entre calizas arenosas con porcentajes variables de material siliciclástico, con cantidades considerables de alrededor del 10% de granos de cuarzo (Figura 3.3), siendo el resto componentes granulares (fundamentalmente bioclastos) parcial y totalmente disueltos o micritizados. La fracción de arena presenta granulometría entre arena fina de composición grauwaca a subfeldespática. Texturalmente, el material siliciclástico medianamente inmaduro (partículas angulares a subredondeadas). Las micas en su mayoría son monocristalinos y muy pocos policristalinos presentando principalmente extinción uniforme.

La ortoclasa y plagioclasa feldespática esta presente en cantidades <10%, notándose que pocos ferromagnesianos remueven a bioclastos derivados de sucesiones anteriores en la matriz micrítica. Entre las estructuras está dada por materiales dispersos, sin orientación con diferentes porcentajes de clásticos, producto de flujos oscilatorios. Este tipo de petrografía esta presente en el miembro MQ.

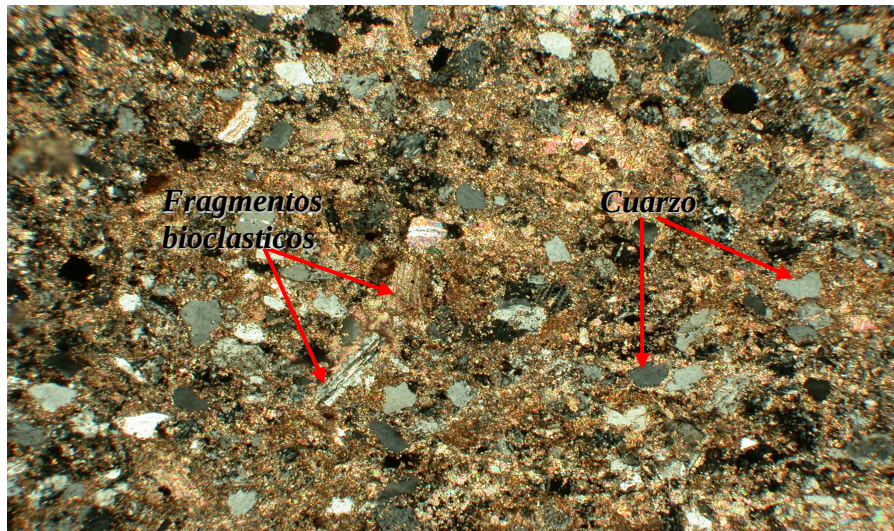


Figura 3.3.- Fotomicrografía de **Wackestone arenoso**. Se trata de transiciones entre y calizas arenosas con porcentajes variables de material siliciclástico y cantidades considerables de alrededor del 10% de granos de cuarzo fundamentalmente bioclastos, parcial y totalmente disueltos y micritizados. (Nicoles Paralelos X 40)

Wackestone arenoso con moluscos.- Contiene cantidades mínimas (alrededor del 2%) de granos de cuarzo y feldespato. Los granos de cuarzo son principalmente monocristalinos exhibiendo extinción uniforme. Los feldespatos incluyen ortoclasa y plagioclasa. Entre algas orgánicas y materiales de molusco se encuentra la matriz micrítica (Figura 3.4). Pocos equinodermos planares están flotando en la matriz micrítica. Algunas cavidades están rellenas con cemento de esparita considerando que algunas otras cavidades están rellenas con cemento poikilotopico. La caliza exhibe lajas paralelas irregulares formadas por morfología esencial de las estructuras microestilolíticas. Los materiales arcillosos y granos minerales son concentrados a lo largo de las interfases estilolíticas. La formación de la estilolita y los enlaces de solución están asociados a estructuras de fractura. La solución de presión se causa por la carga y/o la tensión tectónica (Fluegel, 2004). Esta estructura petrográfica esta representada en la parte basal y media del Miembro CLC.

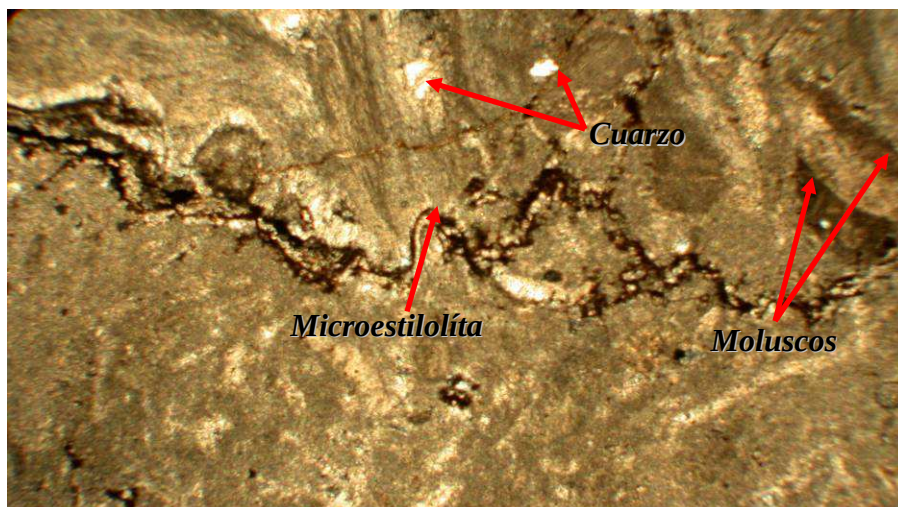


Figura 3.4.- Fotomicrografía de **Wackestone arenoso con moluscos**. Calizas formadas por escasos granos de cuarzos y grandes cantidades de moluscos en concentraciones paralelas irregulares formadas por la morfología esencial de estructuras microestilolíticas rellenas y concentradas a lo largo de las interfases estilolíticas por materiales arcillosos y granos minerales. (Nicolas Paralelos X 40)

Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas.- Son calizas fangosas con abundantes agregados de algas, moluscos y renalcidos (Figura 3.5). Los individuos de renalcidos se encuentran parcialmente recrystalizados y conforman agregados botroidales a reniformes, de formas simples, generalmente equidimensionales y sin desarrollo de ramificaciones. La cavidad interna se encuentra rellena por esparita equigranular y en ocasiones drúsica, generalmente desprovista de inclusiones. Las paredes poseen un espesor del tamaño del limo bien redondeado. Son de composición micrítica, presentando un borde externo neto, de color oscuro, y un borde interno ligeramente más difuso y de color claro. Los agregados de renalcidos se disponen en niveles fangosos, algo bioturbados (Gómez, 2003; Gómez y Astini, 2005). Contiene algunas cantidades de granos de cuarzo y feldespatos del tamaño del limo. Muchos granos de cuarzo y un gran número de minerales de hematita y fragmentos agregados son observados en la esparita, actuando como relleno cementante común en toda la estructura. Pocos bioclastos presentan ferruginosidad apareciendo como materiales retrabajados derivados de sucesión posteriores. La caliza exhibe numerosos intersticios conectados en los espacios porosos, mientras que otras muestras de caliza exhiben conductos menores rellenos con esparita. Las estructuras interiores de los granos de molusco están en parte rellenas con micro-esparita. Este tipo de petrografía está presente en el Miembro TS.

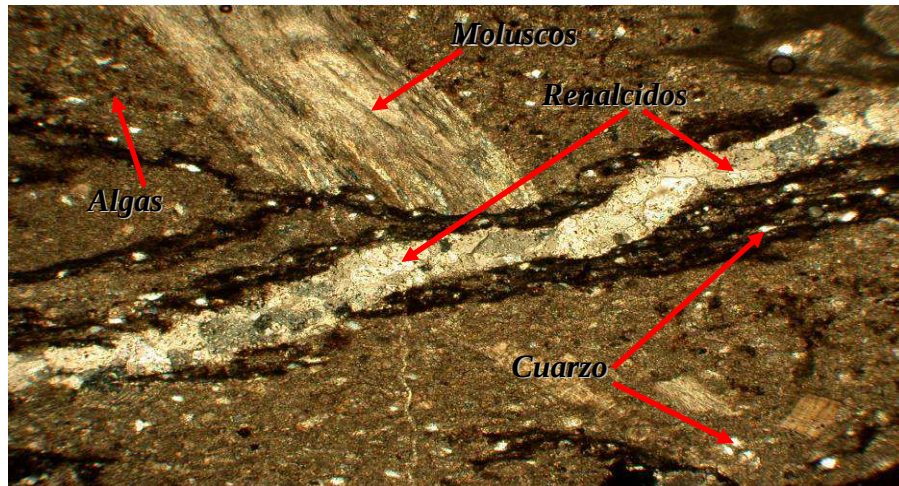


Figura 3.5.- Fotomicrografía de **Wackestone arenoso con renalcidos, moluscos y algas**. Calizas fangosas con abundantes agregados de algas, moluscos y renalcidos y fragmentos de cuarzitos redondeados. Nótese que los individuos de renalcidos se encuentran parcialmente recrystalizados y conforman agregados botroidales a reniformes, de formas simples. (Nicoles Paralelos X 40)

Wackestone arenoso con moluscos y equinodermos.- Está compuesto por elementos algacéos, equinodermos y fragmentos de moluscos (Figura 3.6a), con granos de cuarzo angulares y granos de feldespato. Equinodermos y espinas planares (Figura 3.6b) son comunes en este tipo de petrografía. Pocos equinodermos planares muestran estructuras porosas. También pocos bioclastos retrabajados contienen capas ferruginosas. Los espacios porosos están llenos con esparita. Representados en la parte superior del Miembro CLC e inferior del Miembro TS.

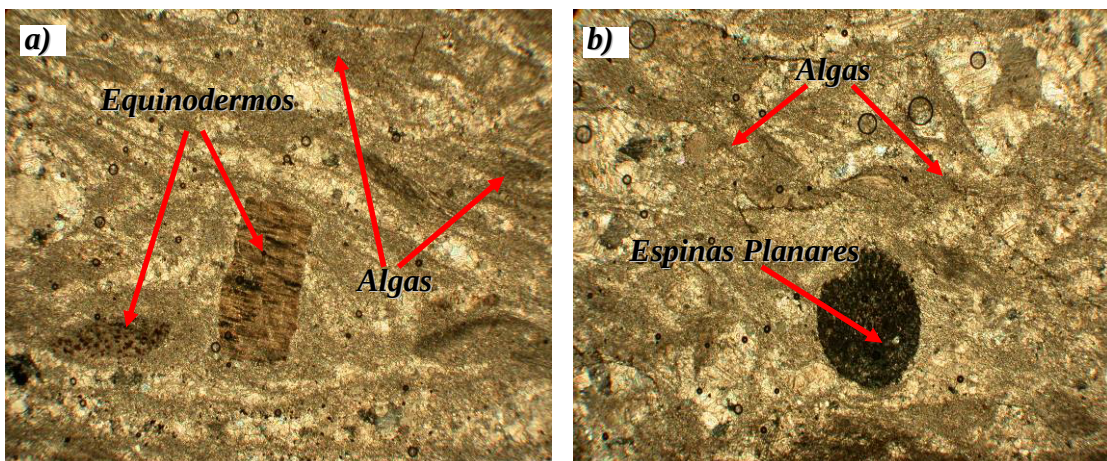


Figura 3.6.- Fotomicrografías de **Wackestone arenoso con moluscos y equinodermos**, a) Esta caracterizado por elementos de algas, equinodermos y fragmentos de moluscos, b) Equinodermos y espinas planares, las dos ejemplares contienen bioclastos retrabajados con capas ferruginosas y poros rellenos por esparita. (Nicoles Paralelos X 40)

3.5.2 PACKSTONE

Las peculiaridades que distinguen a estas calizas están definidas por la gran diversidad de fragmentos bioclásticos fragmentados y bien preservados con una textura gransoportada y cemento de esparita, así como una matriz micrítica lográndose identificar por lo menos tres subtipos de packstone. Entre ellos están (***Packstone de rudistas, corales y foraminíferos planctónicos; Packstone de algas, rudistas, corales y foraminíferos planctónicos; Packstone oolíticos y foraminíferos planctónicos***).

Packstone de rudistas, corales y foraminíferos planctónicos.- Esta caracterizado por fragmentos retrabajados de moluscos, rudistas corales y foraminíferos (Figura 3.7a), además algunos presentan menos del 5% de granos clásticos. Los otros están constituidos por fragmentos de algas y equinodermos planares, intercalados con óxido de fierro agregados en la estructura de la matriz micrítica. Algunos moluscos exhiben fragmentos originales de la estructura del molusco (Figura 3.7b). Varios de los bioclastos están ligeramente enlazados con micrita, prevaleciendo la micritización algácea. Ésta se puede observar en las capas foraminíferas y en las partes interiores de algunos bioclastos, en parte son rellenadas por esparita. Los desarrollos de argilita de óxido de fierro delgada son notorias en los enlaces estilolíticos. El cementante esta representado en casi toda la estructura por esparita, sin embargo también es notorio observar pequeños rellenos micritizados. Los espacios porosos más grandes están rellenos con cemento poikilotopico, esto es representativo de la base del Miembro CLE.

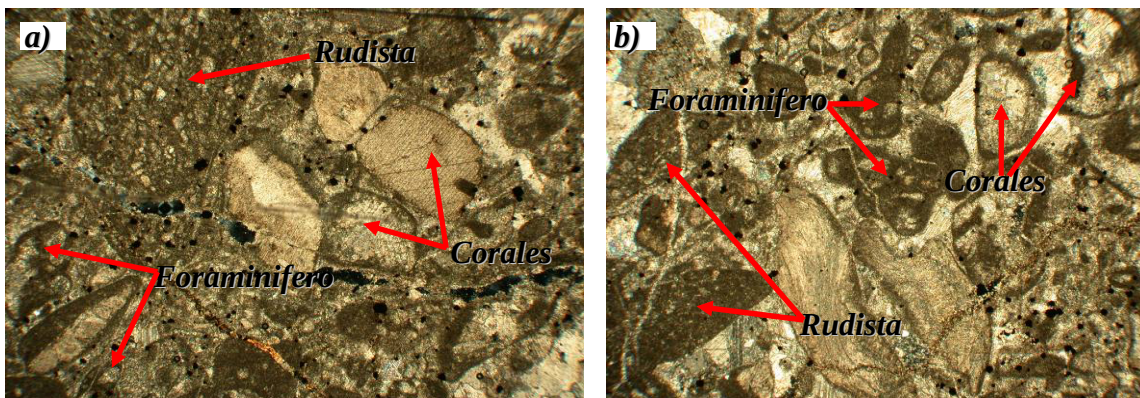


Figura 3.7.- Fotomicrografías de ***Packstone de rudistas, corales y foraminíferos planctónicos***, a) Esta caracterizado por numerosos granos clásticos intercalados con óxidos de fierro, b) Representa fragmentos de moluscos prevaleciendo la micritización algácea. (Nicoles Paralelos X 40)

Packstone de algas, rudistas, corales y foraminíferos planctónicos.- Está representado en la parte media del Miembro CLE. Contiene algas y elementos del armazón de rudistas, corales, y foraminíferos (Figura 3.8). Se observa un total de 70% de fragmentos de moluscos y equinodermos planares en la matriz micrítica y menos del 30% de fragmentos de equinodermos localizados en las estructuras porosas con cantidades muy pequeñas de granos de cuarzo. Muchos bioclastos son incrustados con la matriz, debido al desarrollo micrítico de otros bioclastos, la estructura interna de los fragmentos de diferentes armazones no están completamente destruidos a consecuencia de la estabilidad algácea que permitieron que la micritización prevaleciera. Algunas concentraciones de material algáceo favorecieron para que se establecieran agregados de hematita, por lo que algunos bioclastos exhiben el efecto de solución por presión alrededor de sus límites a efecto del desarrollo de las estructuras estilolíticas menores. Estos niveles pueden presentar además material clástico de tamaño limo y arena con coloración parda-amarillenta verdosa a veces producto de la oxidación de minerales ferruginosos. El cementante está considerado en su totalidad por esparita, en algunos de los casos, las cámaras de los gasterópodos están completamente rellenas por esparita.

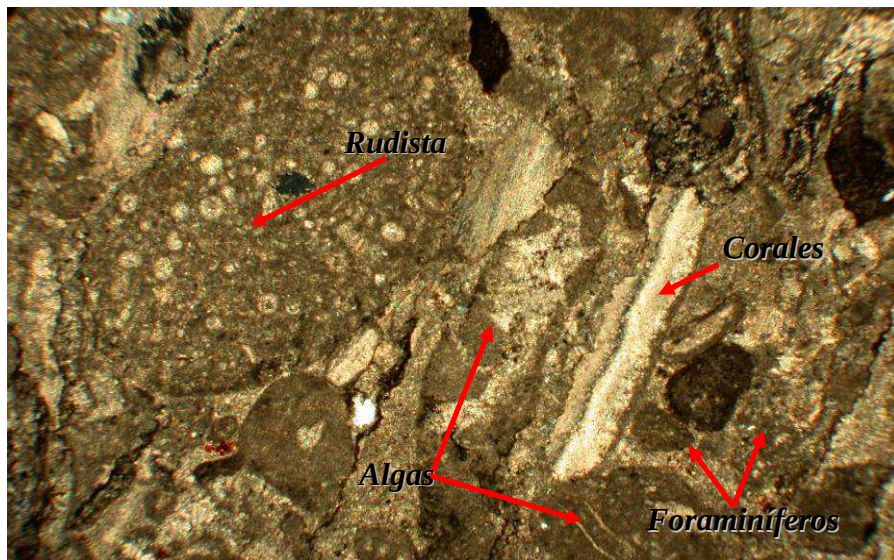


Figura 3.8.- Fotomicrografía de ***Packstone de algas, rudistas, corales y foraminíferos planctónico***. Se observan algunos fragmentos de molusco y equinodermos planares en la matriz micrítica y pocos equinodermos. Nótese que muchos bioclastos son incrustados con la matriz, debido al desarrollo micrítico de otros bioclastos. (Nicolas Paralelos X 40)

Packstone oolíticos y foraminíferos planctónicos.- Contiene algas y elementos del armazón de moluscos y de foraminíferos (Figura 3.9a), además de pocos fragmentos de rudistas. También se pueden observar cantidades menores de granos de cuarzo y de feldespato. En general los ooides observados en las calizas de la Formación Mural en la sección Cerro Pimas se encuentran bien preservados en especial en el Miembro CLE, formados por una matriz micrítica en láminas delgadas concéntricas bien definidas y cementadas por esparita, lográndose identificar diferentes tipos ooides: **i) Ooides redondeados y esféricos** con una cantidad < 5%. El tamaño del ooide varía considerablemente y el número de capas concéntricas se presentan alrededor de 2 a 10 capas bien formadas (Figura 3.9b). El núcleo de los ooides consiste principalmente de bioclastos, presentándose moderadamente sorteados en capas concéntricas exhibiendo estructura tangencial. Estos anillos son principalmente formados por materiales calcáreos. **ii) Los ooides elipsoidales** son comunes en este tipo de petrografía desde el 25 al 30% considerados como las estructuras más abundantes dentro de las calizas de la Formación Mural. El tamaño de los ooides varía considerablemente y el número de capas concéntricas que van de 2 a 12. Los núcleos de estos ooides consisten principalmente de materiales carbonatados (Figura 3.9c). **iii) Los ooides compuestos** están presentes en una cantidad considerable del 10 a 15%. Los ooides compuestos consisten de dos o más ooides entrelazados para formar núcleos y dar origen a nuevos batroides más grandes (Figura 3.9d). Estos ooides son esféricos u ovoides **iv) Ooides fragmentados** se presenta en un rango de 5 a 10%, en toda la estructura de las calizas del Miembro CLE, constituido por la unión de uno o mas múltiples capas concéntricas (Figura 3.9e). En algunos casos, las capas enteras son totalmente removidas u/o fragmentadas, producto de los remanentes de ooides posteriores actuando como núcleos para el desarrollo de nuevos ooides. Estos ooides presentan efectos de compactación, indicada por la deformación plástica en los granos de ooides. Las capas en estos ooides se pueden presentar destruidos durante o después de la compactación, **v) Ooides deformado**, estos son originalmente esferosoidales y distintamente alargados, perfilados y presentan esfuerzo convergente y divergente complejo (Figura 3.9f). Estos ooides son el resultado de la compactación excesiva presente durante y después de la deposición presentándose en todo el Miembro LC y parte superior del Miembro CLE.

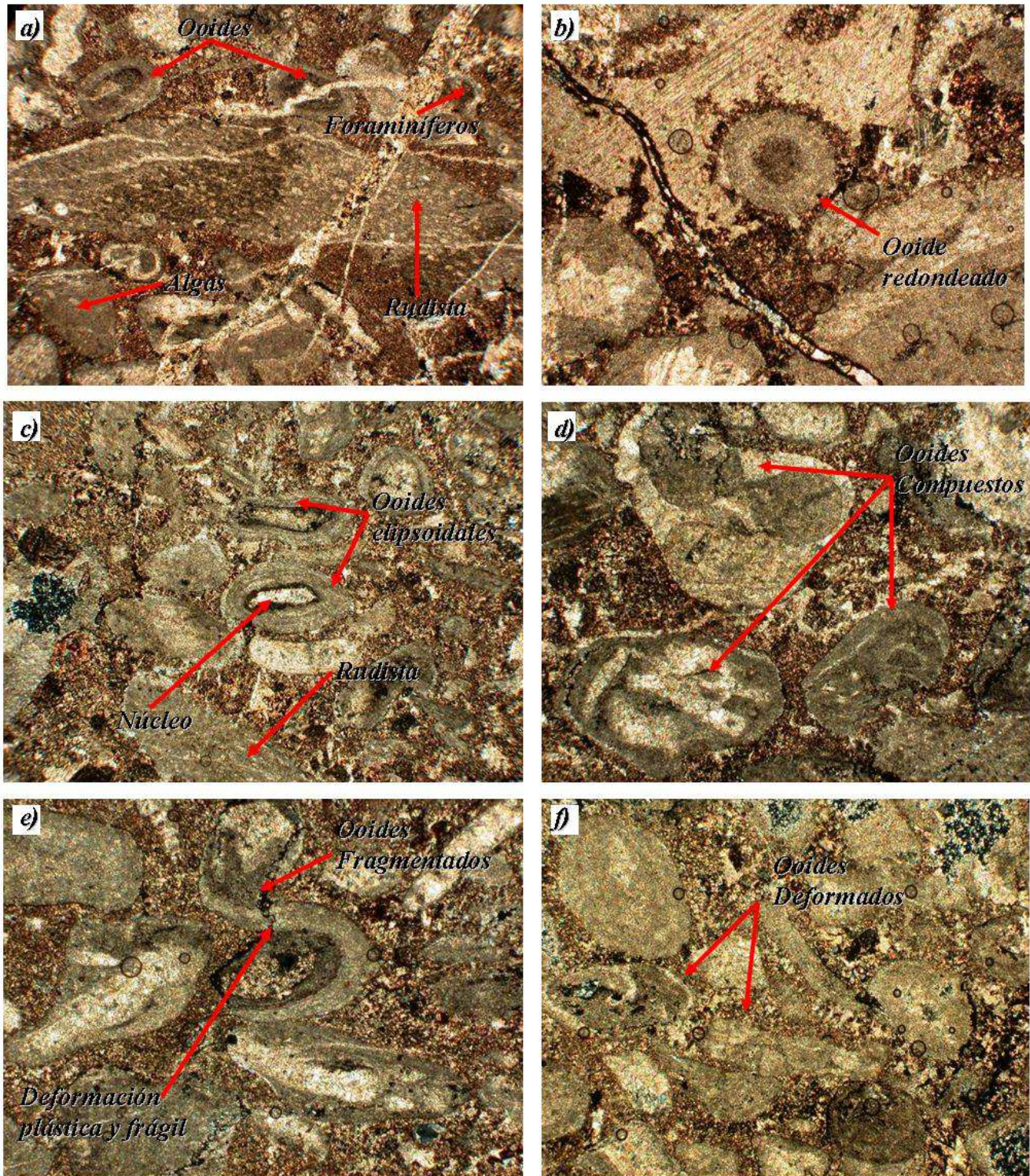


Figura 3.9.- Fotomicrografías de microfacies de la Formación Mural según los criterios de Fluegel (2004) a) **Packstone oolítico y foraminíferos planctónicos** constituido por algas y elementos del armazón del molusco, foraminíferos y rudistas; b) **Ooides redondeados y esféricos** representado por 2 a 10 capas concéntricas bien formada; c) **Ooides elipsoidales** constituido por capas concéntricas e elipsoidales que van de 2 a 12, principalmente formado por un núcleo carbonatado; d) **Los ooides compuestos** consisten de dos o más ooides entrelazados para formar núcleos y dar origen a nuevos ooides de mayor tamaño; e) **Ooides fragmentados** representados por efectos de deformación plástica y frágil en toda la estructura; f) **Ooides deformado** constituidos originalmente por efectos de deformación plástica sin ser fragmentados. (Nicolas Paralelos X 40)

3.5.3 GRAINSTONE

El grainstone es una estructura consolidada y cementada por los mismos granos que la forman, sean de origen esquelético o no (Dunham, 1962). En este estudio se han identificado tres tipos de grainstone definidos por sus estructuras que la conforman los cuales están definidos por (*Grainstone de ooides*, *Grainstone de foraminíferos planctónicos* y *Grainstone de algas, moluscos y foraminíferos planctónicos*).

Grainstone de ooides.- Calcarenitas formadas por diferentes tamaños de ooides (Figura 3.10), característicos por tener una forma subredondeada a esférica. Algunos ooides deformados conservan sus capas concéntricas a pesar de la deformación plástica que estas presentan. Otros ooides presentan dirección tangencial a la deformación resultante producto del esfuerzo de compactación y re-deposición al que estuvieron sometidos. El núcleo de la mayoría de estos ooides esta disuelto o removido en su totalidad a causa de no estar lo verdaderamente consolidado para soportar dicha deformación, por lo que son vulnerables a adoptar la forma y envolver los diferentes ooides con mayor capacidad de resistencia, por lo general estos ooides se consolidan en una matriz de esparítica. Es común la presencia de superficies netas e irregulares, desarrolladas sobre los grainstone oolíticos conformando por truncamientos, afectando tanto a cemento como a las oolitas, presentándose en la parte superior del Miembro LC.

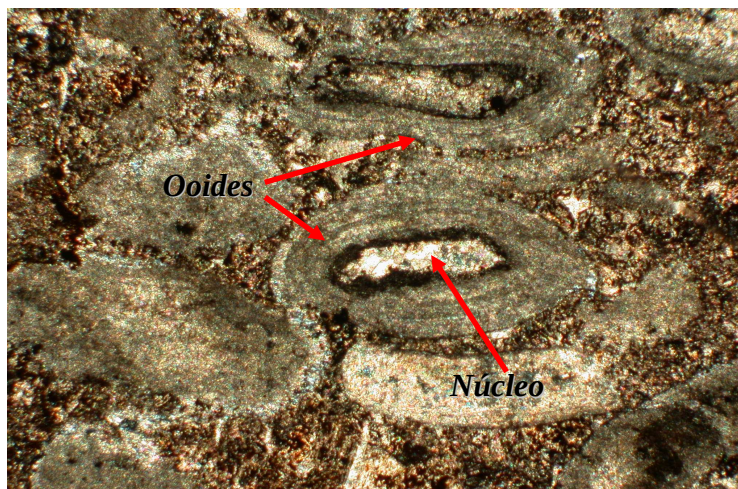


Figura 3.10.- Fotomicrografía de **Grainstone de ooides** constituido por algunos ooides deformados que logran conservar sus capas concéntricas a pesar de la deformación plástica que estas presentaron, por lo que son vulnerables a adoptar la forma de los diferentes ooides con mayor capacidad de resistencia. (Nicolas Paralelos X 40)

Grainstone de foraminíferos planctónicos.- Está caracterizado por bioclastos, distribuidos de manera caótica sin un ordenamiento aparente. Esta característica esta dada en la mayor parte del Miembro LC, con más del 10% de su representación total cementada por esparita (Figura 3.11). Los restos bioclásticos más abundantes están formados por materiales algacéos y fragmentos de corales y foraminíferos planctónicos. En la mayoría de la estructura se presentan vetillas rellenas por calcita microcristalina, mientras que los intersticios de espacios porosos están rellenos por esparita, al igual se pueden observar pequeñas microestilotitas rellenas con esparita y paredes bien redondeadas de color oscuro bien definidas.

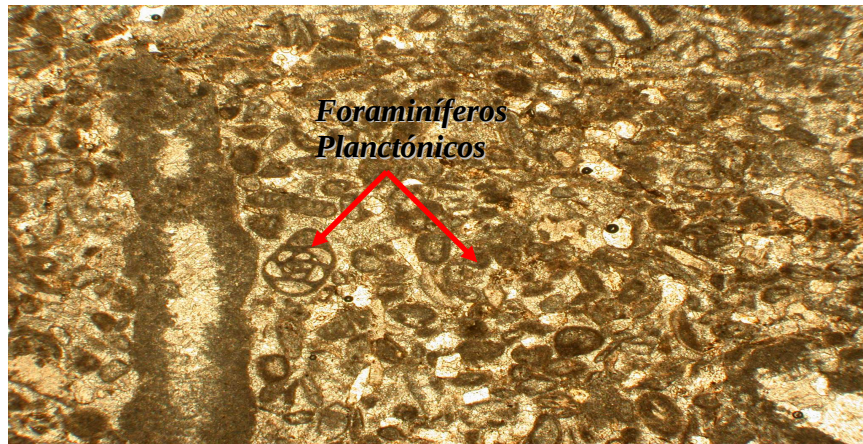


Figura 3.11.- Fotomicrografía de ***Grainstone de foraminíferos planctónicos*** conformado por restos bioclásticos formados por materiales algacéos y fragmentos de corales y foraminíferos planctónico, característico del Miembro CLE. Nótese que los intersticios de espacios porosos están rellenos por esparita y esparita. (Nicoles Paralelos X 40)

Grainstone de algas, moluscos y foraminíferos planctónicos.- Está representada por el armazón de moluscos, además por fragmentos coralinos y foraminíferos planctónicos (Figura 3.11a). Pocos equinodermos con formas planares cementada por esparita y algunos foraminíferos bentónicos exhiben la presencia de granos de cuarzo bien redondeados y sorteados probablemente establecidos por influencia eólica (Figura 3.11b), la presencia de las cámaras de los bioclastos se encuentran bien preservadas y no presentan deformación alguna, las cuales están cementadas por esparita. Otra característica esencial esta determinada por la acumulación de óxidos de hierro concentrada dentro de las cavidades porosas de los bioclastos, estas características esta presente en la parte superior del Miembro CLE.

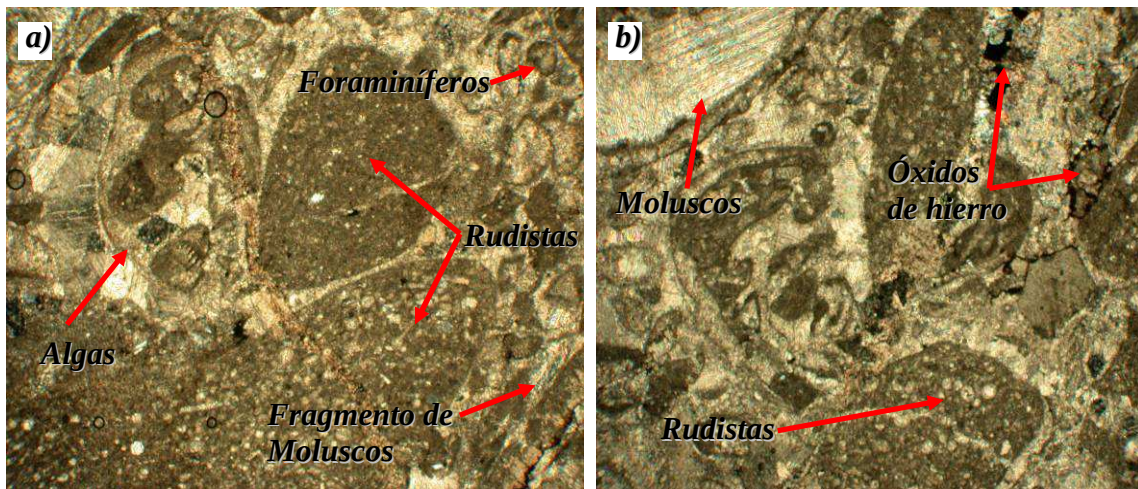


Figura 3.12.- Fotomicrografías de **Grainstone de algas, moluscos y foraminíferos planctónicos**, esta representada por el armazón de moluscos, además por fragmentos coralinos y foraminíferos planctónicos, **a)** La presencia de las cámaras de los bioclastos se encuentran bien preservadas y no presentan deformación alguna, las cuales están cementadas por esparita. **b)** La acumulación de óxidos de hierro en las cavidades de los espacios porosos son peculiaridades de la parte superior del Miembro CLE. . (Nicoles Paralelos X 40)

3.6. DISCUSIÓN

El estudio en lámina delgada, de muestras de rocas carbonatadas procedentes de la Formación Mural, están establecidas por tres tipos petrográficos principales, los cuales son identificados como wackestone, packstone y grainstone, (Tabla 3.1). Permitiendo observar wackestone/biomicrita y biointraesparita con fragmentos de moluscos y espinas de equinodermos, estructuras microestilolíticas bien definidas rellenas con esparita y cantidades de granos de cuarzo desde angulosos a subredondeados medianamente sorteados; packstone/biomicrita y biointraesparita con fragmentos de moluscos, miliólidos, vetas de esparita, placas de equinodermos, rudistas y diferentes tipos de ooides bien preservados y por último grainstone/biointraesparita con fragmentos de moluscos, foraminíferos planctónicos, rudistas y una serie de ooides en una matriz microesparítica y cementada por esparita. Considerando los alcances estratigráficos de la presencia del rudista *Coalcomana ramosa* (Boehm) fósil índice, se infiere una edad de Albiano temprano, localizada en las calizas de la Formación Mural (Pérez, 1986).

Con base a las texturas wackestone (abundante), packestone (persistente) y grainstone (persistente), así como el contenido fósil que consistió en abundantes foraminíferos planctónicos, fragmentos coralinos, rudistas, ammonites, bivalvos, gasterópodos, esponjas, serpúlidos y diferentes tipos de ooides se interpreta para las calizas de la Formación Mural un paleoambiente de transición delimitada por lagunas abiertas y restringidas hasta la zona de acumulación de arrecifes coralinos, constituida por facies carbonatadas de plataforma de aguas someras (Figura 2.2).

Las asociaciones de facies reconocidas a consecuencia del análisis petrográfico corresponden a paleoambientes marinos someros de naturaleza mixta carbonatado-siliciclástico, posiblemente por influencia deltáica o fluvial, presentes en la parte superior del miembro CLC, MQ y TS. El parámetro representado por la Formación Mural ha sido determinado desde ambientes submareales generalmente someros, hasta la zona de corales afectados ocasionalmente por tormentas de aire, a ambientes submareales mucho más someros, bajo el efecto del oleaje y mareas. No hay evidencias, al menos en la sección Cerro Pimas del desarrollo de facies más profundas, correspondientes a ambiente de talud o cuenca marina profunda. Si bien predominan litofacies de ambientes carbonatados (donde el contenido de material siliciclástico fue muy subordinado), en ocasiones se determinan importantes aporte de material siliciclástico, lo que generó en ciertos intervalos el desarrollo de facies mixtas. Depósitos perimareales, con evidencias recurrentes de exposición subárea, condiciones marinas restringidas, desarrollo de laminaciones algáceas en el Miembro LC y CLE., las cantidades de materiales clásticos en estos miembros no cambiaron las condiciones de depositación de carbonatos, ya que se piensa que dicho afluente terrígeno es debido a factores eólicos en estos dos miembros.

CAPÍTULO 4. GEOQUIMICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Los modelos de concentraciones de Elementos de Tierras Raras (REE), están establecidos por patrones anómalos de Eu y Ce, proporcionando información útil sobre los ambientes depositacionales marinos. Muchos trabajos han emprendido el estudio detallado sobre las fuentes biogénicas y terrígenas para el entendimiento y análisis de sedimentos marinos (Piper, 1974; Murray y Leinen, 1993; Sholkovitz *et al.*, 1994). Las concentraciones de (REE) en ambientes marinos son principalmente controladas por factores relacionadas a diferentes aportes terrígenos por erosión meteórica, entrada hidrotermal y procesos degradativos relacionados a la profundidad, salinidad y niveles de oxígeno (Elderfield, 1988; Piepgras y Jacobson, 1992; Greaves *et al.*, 1999).

Los (REE) generalmente reflejan uniformidad trivalente excepto el Ce y el Eu con múltiples exhibiciones de valencias. Los parámetros de (REE) en lutitas normalizadas de aguas marinas son características por i) deflación uniforme de LREE, ii) anomalía negativa de Ce y iii) anomalía mínima positiva de La (De Baar *et al.*, 1991; Bau y Dulski, 1996). El Ho y el Y se comportan químicamente similares en carga y radio iónico, pero el Ho es removido fácilmente del agua marina, mientras que el Y permanece en la superficie (Nozaki *et al.*, 1997). Así el agua de mar exhibe distancialmente cambios altos en las proporciones iónicas de Y/Ho (Bau, 1996).

Los patrones de (REE) en ambientes marinos antiguos proporcionan información sobre los cambios temporales de las fuentes detríticas y sobre las condiciones de oxígeno en la columna de agua (Holser, 1997; Kamber y Webb, 2001). Picard *et al.* (2002) menciona que ciertos parámetros de modelos oceánicos globales de (REE) varían substancialmente y unidireccionalmente durante el período Mesozoico. Shields y Stille (2001), reportan que los modelos (REE) en las Fosforitas del Cámbrico son similares a las condiciones de aguas marinas modernas.

Varios (REE) que representan las condiciones de ambientes marinos son completamente invalidados por la inclusión de altos volúmenes de materiales terrígenos de manera desconsiderada, al producto de subsecuencias diagenéticas (Murray *et al.*, 1992; Webb y Kamber, 2000).

La distribución de (REEs) y anomalías de Ce en los sedimentos marinos puede ser influenciada por ambientes depositacionales originando la extensión del ambiente anóxico marino (Liu *et al.*, 1988; German y Elderfield, 1990; Murray *et al.*, 1991b), con proximidad al área de la fuente generadora (Murray *et al.*, 1991a), variando la productividad de la superficie (Toyoda *et al.*, 1990) y las condiciones reductoras del océano (Liu *et al.*, 1998; German y Elderfield, 1990), litológica y diageneticamente (Nath *et al.*, 1992; Madhavaraju y Ramasamy, 1999; Armstrong-Altrin *et al.*, 2003).

Las anomalías de Ce en las calizas marinas son consideradas como indicadores fiables para determinar las condiciones paleo-reductoras (Liu *et al.*, 1998). Pero, varios trabajos pusieron en duda el uso de la anomalía de Ce para estos estudios (German y Elderfield *et al.*, 1990; Murray *et al.*, 1991b; Nath *et al.*, 1992, 1997). En estudios posteriores las calizas han sido consideradas como una opción inusual para el análisis e interpretación de ambientes sedimentarios a causa de las altas concentraciones de (REE) comparada con estudios de carbonato en esqueletos modernos (biominerales) interpretándolos como el resultado de un enriquecimiento diagenético de (REE) (Shaw y Wasserburg, 1985). Mas tarde, Webb y Kamber (2001) determinaron que ciertos carbonatos sin esqueleto (microbialitas) son normalmente incorporados con los (REE) en equilibrio con el agua de mar.

Las calizas del Pérmico desde la región del paleo-Pacífico muestran modelos con enriquecimiento de (REE) similares al comportamiento del agua de mar del Pacífico moderno (Webb y Kamber, 2000; Tanaka *et al.*, 2003), mostrándose de igual manera las calizas Precámbricas (estromatolitos) (Kamber y Webb, 2001). Estos estudios indican que los patrones originales (REE) pueden ser retenidos en calizas posteriores.

Las calizas de la Formación Mural están bien expuestas en un transepto de 300 km., lineales extendiéndose más al oeste de La Sierra El Chanate y mas al noroeste del Cerro El Caloso Pitaycachi localidades establecidas por (González-León *et al.*, 2007).

Los estudios litoestratigráficos de los miembros de la Formación Mural muestran mínimos cambios de facies desde el Miembro (CLC – MQ). La característica de facies y la correlación regional de los diferentes miembros de la Formación Mural indican que los ambientes depositacionales de esta formación, variaron desde plataformas restringidas con influencia deltáica y fluvial a plataformas abiertas con la formación de rudistas y corales hasta la zona de mar abierto. Para el presente estudio, se recolectaron muestras de caliza de la parte occidental (Sección Cerro Pimas) correspondiente a la Cuenca Bisbee al noroeste de Sonora. Estas calizas correspondientes a la Formación Mural fueron depositadas en ambientes litorales con influencia deltáica y fluvial hasta ambientes de mar abierto. Muchas de estas muestras recolectadas presentan cantidades mínimas o nulas de contaminación por afluencia de materiales terrígenos

En este capítulo se discutirá la geoquímica de los elementos mayores, elementos traza y (REE) de las calizas de la Formación Mural, estableciendo las diferencias en las características (REE) para los depósitos de ambientes transicionales y de mar abierto; para diferenciar la influencia de materiales terrígenos sobre las características de (REE) en rocas carbonatadas y establecer la razón probable de concentraciones de las anomalías de Eu positivas significativas en las calizas de Formación Mural.

Una cantidad minima de contaminación terrígena altera los patrones de (REE) en el agua de mar por lo que se amplían las concentraciones anómalas entre los sedimentos terrígenos y calcáreos. Se sugiere que las calizas libres de contaminación por material terrígeno y las alteraciones diagenéticas mayores principalmente establezcan la geoquímica de (REE) en los que fueron precipitados. Así las calizas puras podrán contener y conservar valores representativos de (REE) para el mejor análisis geoquímico del ambiente carbonatado.

4.2. METODOLOGÍA

Se analizaron veinte muestras en total correspondientes a los seis miembros de la Formación Mural (CLC, TS, LC, CLP, CLE y MQ) en la Sección Cerro Pimas (Figura 2.11), seleccionando de manera sistemática las muestras más representativas e inalteradas de cada miembro, para constituir las variaciones geoquímicas y así poder determinar las características diagenéticas y las condiciones de oxigenación en aguas poco profundas (paleocondiciones de oxidación-reducción), para establecer los ambientes de depósito y las fluctuaciones del nivel del mar que ocurrieron durante el Aptiano tardío, hasta el Albiano temprano.

Para el análisis geoquímico, las muestras fueron lavadas con agua destilada y secadas en varios tiempos con aire fresco, después fueron pulverizadas a 0.0625 mm, en un mortero de ágata y fundidas en perlas de vidrio para el análisis de elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 y P_2O_5) con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X Phillips PW 1480 con una fuente de rayos X de Rodio (Norrish y Hutton, 1969; Giles *et al.*, 1995). La precisión analítica para los elementos mayores es mayor al 1%. Las concentraciones de los elementos traza (Sc, Sr y Zr) se determinaron usando un espectrómetro de emisión de plasma inductivamente acoplado de ultratrazo Jobin Yvon 138 (ICP-AES).

Los elementos de las tierras raras (Y, Th y Pb) fueron analizados por un VG elemental PQII espectrómetro de masa de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) (Jarvis, 1998). La precisión analítica para los elementos traza es mayor al 5%. Para determinar la precisión de los resultados, se utilizó el estándar MAG-1 del Servicio Geológico de los Estados Unidos para la calibración. Cada muestra fue analizada durante tres tiempos promediados. Elementos mayores, traza y (REEs) todos estos analizados en el Instituto de Ciencias Básicas de Korea. Las tierras raras en las muestras fueron normalizadas con los valores de Post Archaean Australian Shale (PAAS) valores listados por la condrita de Taylor y McLennan (1985).

4.3. ELEMENTOS MAYORES

La concentración de los valores de los elementos mayores en las calizas de la Formación Mural se especifica en la Tabla 4.1. Se observan grandes variaciones en los contenidos de Si entre los diferentes miembros de la Formación Mural (CLC: 0.95 a 10.88%; TS: 4.62 a 7.90%; LC: 0.70 a 6.63%; CLE: 1.42 a 11.06%; MQ: 1.62 a 4.24%; respectivamente). Mostrando variaciones mínimas en los Miembros TS y MQ con concentraciones de (0.70 a 1.08%; 0.26 a 0.83%; respectivamente) y variaciones mas notorias en los Miembros CLC, LC y CLE (0.26 a 1.50%; 0.07 a 1.45%; 0.14 a 1.58%; respectivamente). La concentración baja de Fe observadas en las calizas de la Formación Mural, se establecen en los siguientes Miembros (CLC: 0.09 a 0.56%; TS: 0.47 a 0.48%; LC: 0.09 a 0.63%; CLE: 0.12 a 0.51%; MQ: 0.14 a 0.28; respectivamente). Los contenidos de CaCO_3 se muestran satisfactoriamente en los Miembros CLC, TS, LC, CLE y MQ variando de (67.76 a 95.19%, 77.61 a 83.52%, 78.86 a 98.0%, 68.99 a 95.16% y 89.07 a 94.52%; respectivamente). La correlación negativa perfecta se observa entre Si en comparación con el CaCO_3 ($r = -0.99$, Fig. 4.1). Indicando y revelando los diferentes parámetros de su origen, siendo que el CaCO_3 es principalmente derivado del carbonato, mientras el Si es derivado de sedimentos clástico.

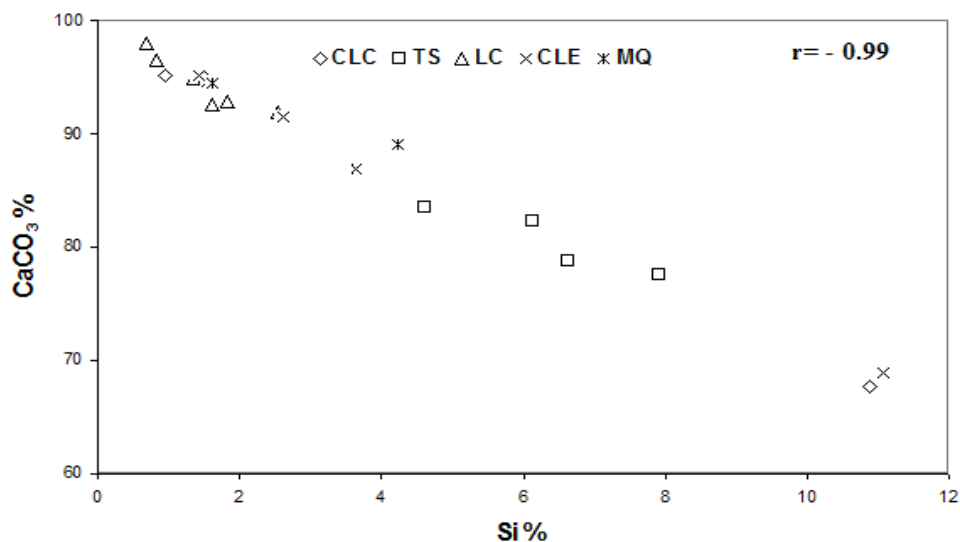


Figura: 4.1. Correlación negativa perfecta entre Si en comparación con el CaCO_3 ($r = -0.99$). Nótese los contenidos variables de CaCO_3 en los Miembros CLC, TS, LC, CLE y MQ variando de (67.76 a 95.19%, 77.61 a 83.52%, 78.86 a 98.0%, 68.99 a 95.16% y 89.07 a 94.52%; respectivamente).

4.4. ELEMENTOS TRAZA

Los elementos traza pueden ser consultados en la Tabla 4.1. Los elementos con concentraciones altas (HFSE), normalmente Zr, Y y Th, son resistentes a los procesos meteóricos y a procesos de alteración cuando son comparados con otros elementos traza (Taylor y McLennan, 1985). Las calizas del Miembro MQ muestran concentraciones bajas de Zr (1 ppm) comparadas con otros miembros de la Formación Mural (CLC: 1.62 a 24.78 ppm; TS: 5.85 a 42.12 ppm; LC: 0.95 a 14.35 ppm y CLE: 0.61 a 24.09 ppm), indicando mínimos procesos de alteración. Las calizas de CLC, TS, LC, CLE y el Miembro MQ muestran concentraciones bajas de Th. La concentración máxima de Y se encuentra en los Miembros CLC, TS, LC y CLE (2.52 a 9.52 ppm; 8.37 a 18.24 ppm, 1.68 a 10.25 ppm, 5.24 a 14.05, respectivamente), considerando que la concentración más baja está representada por el Miembro MQ (4.73 a 5.05 ppm). Mostrando en todos los miembros de las calizas de la Formación Mural valores altos de Sr y valores bajos de Sc.

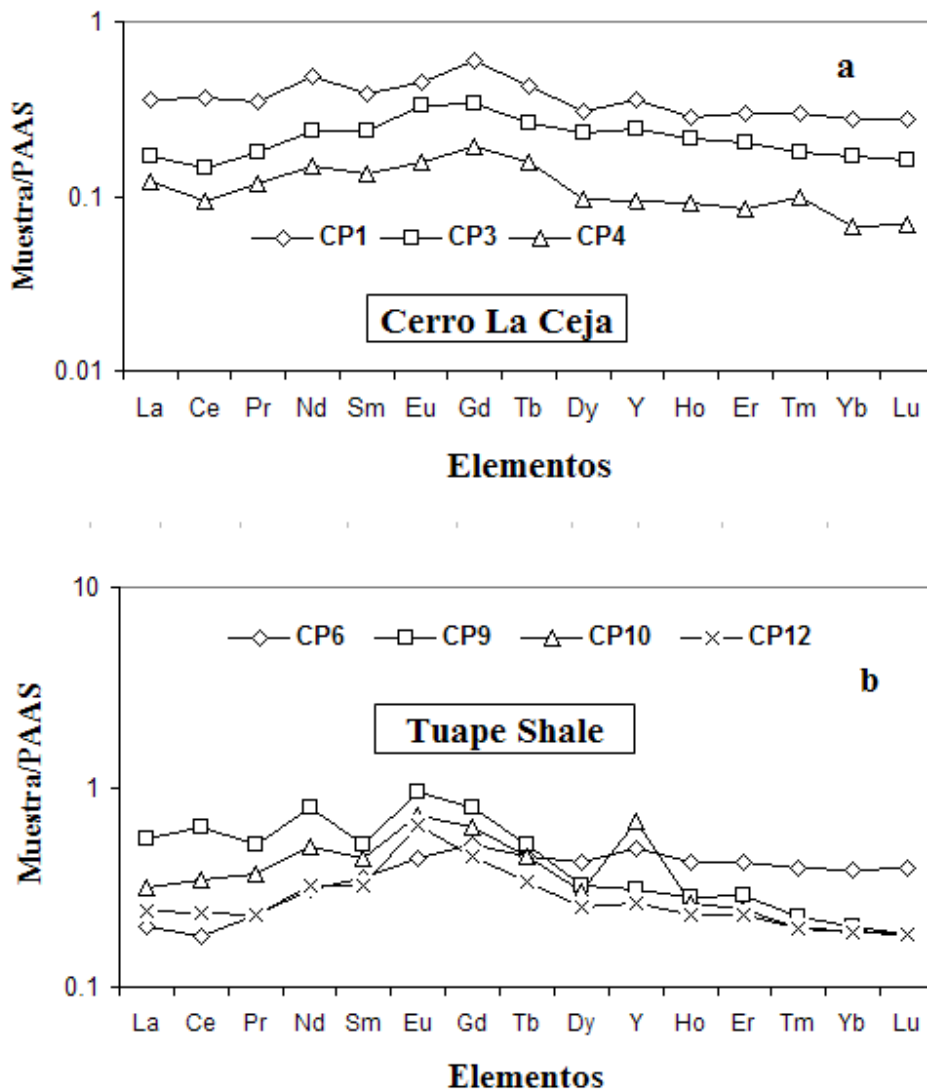
4.5. ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS (REE)

Las concentraciones se presentan en la Tabla 4.1. Las concentraciones de (REE) son más bajas en la parte superior del miembro LC (5.22 a 17.94 ppm), considerando que las concentraciones más altas corresponden a los Miembros CLC y TS, mientras que las concentraciones más bajas parten del Miembro LC, CLE y MQ (21.08 a 71.37 ppm; 44.59 a 113.96 ppm; 25.66 a 48.48 ppm, 17.77 a 52.52 ppm; 20.78 a 29.81 ppm). El Ce y Eu se presentan en dos estados de oxidación, comportándose de diferente manera al comparar los enlaces trivalentes, bajo diferentes condiciones de oxidación (Piper, 1974). La anomalía de Ce (Ce/Ce^*) es calculada por la proporción del valor observado en el Ce a un valor esperado (Ce^*) obtenido por la interpolación de PAAS normalizando los valores de enlaces trivalente como La y Pr. Los valores de $Ce/Ce^* >1$, <1 y 1 indican anomalía positiva, negativa y ninguna anomalía respectivamente. Igualmente, la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) se cuantifica por la proporción del valor observado de Eu a un valor esperado (Eu^*) calculado por la interpolación de la lutita normalizada con valores de Sm y Gd. Eu/Eu^* con valores >1 , <1 , 1 indicando anomalía positiva, negativa y ninguna.

Las calizas de los Miembros CLC, TS, CLE muestran anomalías negativas como positivas de Ce (0.78 a 1.04, n = 3; 0.84 a 1.20, n = 3; 0.95 a 1.07, n = 5; respectivamente) considerando que los Miembros LC y MQ exhiben anomalías de Ce negativas (0.67 a 0.95, n = 6; 0.56 a 0.79, n = 2; respectivamente). Una muestra del Miembro LC indica ausencia de anomalía de Ce (Ce/Ce^* : 1.00). La mayoría de las muestras de caliza de la Formación Mural exhiben anomalías positivas de Eu (Eu/Eu^* : 1.02 a 1.67, n = 16) tomándose dos muestras para el Miembro CLC (0.94 a 0.98), y una muestra para el Miembro CLE (0.84) y otra para el Miembro MQ (0.91) mostrando anomalías débiles de Eu negativas.

Los patrones de (REE) normalizadas por (PAAS) en las calizas de la Formación Mural en la Sección Cerro Pimas se pueden observar en la Fig. 4. 2. Algunas calizas de los miembros LC (n = 3 de 6), TS (n = 1 de 4) y CLE (n = 1 de 5) exhiben parámetros de influencia de agua de mar, como lutitas normalizadas por los modelos REE+Y con **1)** decaimiento de LREE (promedio Nd_N/Yb_N = 0.78, n = 3; 0.79, n = 1; 0.80, n = 1; respectivamente; Nd_N/Yb_N de ambientes de agua somera moderna = 0.205 a 0.492 Para 50 m de profundidad, (Zhang y Nozaki, 1996; De Baar *et al.*, 1985; respectivamente), **2)** las anomalías positivas de La y las anomalías negativas de Ce se pueden observar en la Fig. 4.2, **3)** las anomalías positivas distintas de Gd_N (promedio Gd_N/Gd^* = 1.30, 1.25, 1.32, respectivamente), mientras que Gd_N/Gd^* indican ambientes de agua somera moderna = 1.05 a 1.30, (Zhang y Nozaki, 1996, De Baar *et al.*, 1985) y **4)** las proporciones de Y/Ho en el (Miembro LC muestra una proporción de Y/Ho más alta, de 55.89, considerando que el TS y CLE muestran proporciones mas bajas de Y/Ho, 32.12 y 32.75, respectivamente; considerando un valor de agua de mar de Y/Ho = 44-74 (Bau, 1996). Las calizas desde Miembro CLC, hasta la parte superior de TS (n = 3 de 4) y CLE (n = 4 de 5) muestran parámetros de agua con influencia terrígena establecidas por los modelos de REE+Y. El Miembro CLC muestra variables parámetros ligeros de (REE) (Nd_N/Yb_N = 1.80) considerando que la parte superior del TS exhibe parámetros de (LREE y HREE) (Nd_N/Yb_N = 2.78), mientras que las calizas del Miembro CLE muestran parámetros de LREE (Nd_N/Yb_N = 1.06).

Las anomalías positivas de La y las anomalías negativas de Ce negativas están ausentes en los Miembros TS y CLE, considerando que las anomalías positivas de La y las anomalías negativas de Ce a ninguna anomalía presente en el Miembro de CLC. Los Miembros CLC y CLE muestran proporciones bajas de Y/Ho ($Y/Ho = 31.16$, $n = 3$; 33.12 , $n = 4$; respectivamente) considerando que el Miembro TS muestra el aumento paulatino en la proporción de Y/Ho (43.69 , $n = 3$). Las calizas del Miembro MQ exhibe completa declinación a LREE ($Nd_N/Yb_N = 1.58$, $n = 2$) reteniendo anomalías positivas de La, anomalías negativas de Ce y anomalías positivas de Gd, mostrando un comportamiento de proporciones bajas de Y/Ho (32.82 , $n = 2$).



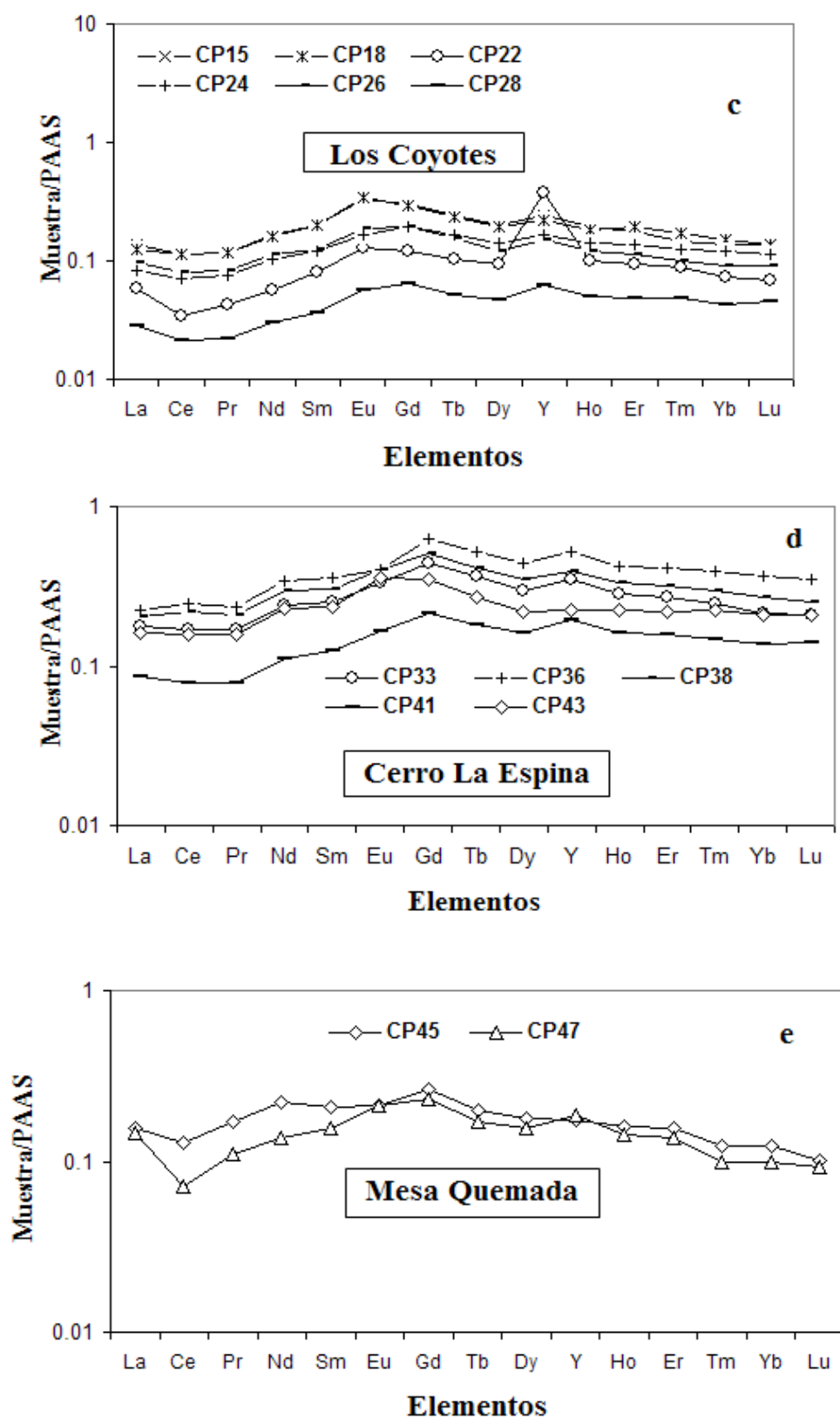


Figura: 4.2. Diagramas de patrones de elementos traza y elementos de tierras raras (REE) normalizadas con valores de Post Archaean Australian Shale (PAAS) en las muestras de la caliza de la Formación Mural en la sección CP.

Tabla 4.1 Clasificación petrográfica y concentración de elementos mayores (Si, Al, Fe y CaCO₃), elementos traza (Sc, Y, Zr, Mn, Sr, Th y Pb) y elementos de tierras raras (REE). En las calizas de la sección cerro Pimas de la Formación Mural.

Miembro/No de Muestra	Tipo de Petrografía	Si	Al	Fe	CaCO ₃	Sc	Y	Zr	Mn	Sr	Th	Pb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
Cerro Pimas Section																				
Mesa Quemada																				
CP20	Wackestone	4.24	0.26	0.28	89.07	1.00	5.05	1.00	618	425	0.25	7.99	5.57	5.63	0.98	4.68	0.86	0.23	1.07	0.13
CP19	Wackestone	1.62	0.45	0.14	94.52	1.00	4.73	1.00	387	631	0.39	28.90	5.91	10.27	1.52	7.46	1.15	0.23	1.24	0.15
Cerro La Espina																				
CP18	Packstone	11.06	1.58	0.51	68.99	2.21	6.09	24.09	1162	554	1.55	253.53	6.16	12.44	1.38	7.28	1.31	0.39	1.62	0.21
CP17	Grainstone	1.42	0.14	0.12	95.16	0.41	5.24	0.61	465	405	0.23	46.58	3.25	6.21	0.69	3.73	0.70	0.18	1.00	0.14
CP16	Packstone	3.65	0.58	0.44	87.00	1.40	10.67	9.37	931	544	1.01	21.91	7.75	17.38	1.85	10.06	1.67	0.43	2.38	0.32
CP15	Packstone	1.55	0.31	0.20	94.66	1.20	14.05	2.60	697	529	0.81	58.87	8.62	19.69	2.07	11.45	1.98	0.43	2.91	0.40
CP14	Packstone	2.61	0.24	0.23	91.46	0.60	9.51	2.78	612	746	0.64	43.39	6.78	13.62	1.49	8.07	1.39	0.36	2.07	0.28
Los Coyotes																				
CP13	Grainstone	0.85	0.07	0.10	96.51	0.20	1.68	0.97	457	540	-	92.63	1.07	1.70	0.19	1.03	0.20	0.06	0.30	0.04
CP12	Grainstone	1.84	0.34	0.23	92.87	0.60	4.08	4.39	620	428	0.33	49.26	3.66	6.45	0.73	3.87	0.68	0.20	0.89	0.12
CP11	Grainstone	1.36	0.25	0.23	94.89	0.60	4.42	4.17	465	440	0.39	135.15	3.19	5.65	0.66	3.52	0.67	0.18	0.90	0.13
CP10	Grainstone	0.70	0.05	0.09	98.01	0.20	10.25	0.95	537	218	0.09	17.86	2.23	2.69	0.38	1.92	0.44	0.14	0.57	0.08
CP09	Packstone	1.63	0.25	0.63	92.64	0.60	5.99	2.59	1921	368	0.57	24.85	4.74	9.17	1.04	5.51	1.10	0.37	1.34	0.18
CP08	Packstone	2.54	0.25	0.27	91.89	0.60	6.47	4.38	1936	471	0.50	45.64	5.31	9.18	1.04	5.60	1.12	0.36	1.40	0.19
Tuape Shale																				
CP07	Wackestone	6.63	1.45	0.58	78.86	1.79	7.14	14.35	1162	866	1.27	40.08	9.18	18.68	2.04	10.97	1.78	0.69	2.12	0.26
CP06	Wackestone	4.62	0.92	0.47	83.52	1.39	18.24	42.12	929	1116	1.68	117.44	11.98	27.18	3.26	17.25	2.42	0.78	2.94	0.35
CP05	Wackestone	6.13	0.70	0.48	82.30	0.81	8.37	5.85	1239	503	1.44	78.79	20.88	50.49	4.53	26.72	2.87	1.03	3.69	0.40
CP04	Wackestone	7.90	1.08	0.48	77.61	2.19	13.17	24.06	620	705	2.34	14.28	7.72	14.32	2.01	10.33	1.94	0.47	2.43	0.35
Cerro La Ceja																				
CP03	Wackestone	0.95	0.26	0.09	95.19	0.61	2.52	1.62	75	510	1.51	19.076	4.63	7.40	1.03	5.05	0.75	0.17	0.89	0.12
CP02	Wackestone	1.47	0.41	0.14	95.14	0.87	6.61	1.92	542	391	1.13	7.23	6.49	11.50	1.59	8.04	1.32	0.36	1.57	0.20
CP01	Wackestone	10.88	1.50	0.56	67.76	1.78	9.52	24.78	5343	298	1.34	40.94	13.51	28.94	3.05	16.52	2.17	0.49	2.77	0.33

(Continuación ...)

(Continuación)

Member/ Sample No	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Mn/Sr	Y/Ho	Er/Nd	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Gd/Gd*	La _N /Yb _N	Nd _N /Yb _N	Dy _N /Yb _N
Cerro Pimas Section																
Mesa Quemada																
CP20	0.74	0.14	0.39	0.04	0.28	0.04	20.78	1.45	36.07	0.07	0.56	1.13	1.32	1.47	1.39	1.60
CP19	0.83	0.16	0.45	0.05	0.35	0.04	29.81	0.61	29.56	0.05	0.79	0.91	1.32	1.25	1.77	1.43
Cerro La Espina																
CP18	1.03	0.22	0.62	0.09	0.59	0.09	33.43	2.10	27.68	0.07	0.99	1.26	1.34	0.77	1.10	1.05
CP17	0.75	0.16	0.45	0.06	0.39	0.06	17.77	1.15	32.75	0.11	0.95	1.01	1.32	0.62	0.80	1.16
CP16	1.62	0.33	0.91	0.12	0.77	0.11	45.70	1.71	32.33	0.08	1.05	1.02	1.36	0.74	1.09	1.27
CP15	2.06	0.42	1.16	0.16	1.02	0.15	52.52	1.32	33.45	0.09	1.07	0.84	1.34	0.62	0.93	1.22
CP14	1.40	0.28	0.76	0.10	0.61	0.09	37.27	0.82	33.96	0.08	0.99	1.00	1.36	0.82	1.10	1.38
Los Coyotes																
CP13	0.22	0.05	0.14	0.02	0.12	0.02	5.22	0.85	33.60	0.12	0.84	1.17	1.36	0.44	0.70	1.09
CP12	0.56	0.12	0.32	0.04	0.26	0.04	17.94	1.45	34.00	0.07	0.91	1.21	1.32	1.04	1.24	1.30
CP11	0.66	0.14	0.39	0.05	0.34	0.05	16.53	1.06	31.57	0.10	0.89	1.09	1.26	0.69	0.86	1.15
CP10	0.44	0.10	0.27	0.04	0.21	0.03	9.54	2.46	102.50	0.12	0.67	1.33	1.28	0.78	0.77	1.27
CP09	0.92	0.18	0.55	0.07	0.43	0.06	25.66	5.22	33.28	0.09	0.95	1.44	1.30	0.82	1.07	1.30
CP08	0.93	0.19	0.50	0.06	0.39	0.06	26.33	4.11	34.05	0.05	0.89	1.35	1.30	1.01	1.20	1.44
Tuape Shale																
CP07	1.19	0.23	0.65	0.08	0.53	0.08	48.48	0.75	31.04	0.05	1.00	1.67	1.37	1.28	1.72	1.35
CP06	1.42	0.26	0.70	0.08	0.54	0.08	69.24	0.83	70.15	0.04	1.00	1.38	1.41	1.64	2.66	1.58
CP05	1.52	0.28	0.82	0.09	0.56	0.08	113.96	2.46	29.89	0.03	1.20	1.49	1.53	2.75	3.96	1.63
CP04	1.98	0.41	1.21	0.16	1.09	0.17	44.59	0.88	32.12	0.10	0.84	1.02	1.25	0.52	0.79	0.99
Cerro La Ceja																
CP03	0.45	0.09	0.24	0.04	0.19	0.03	21.08	0.15	28.00	0.04	0.78	0.98	1.28	1.81	2.22	1.43
CP02	1.07	0.21	0.58	0.07	0.48	0.07	33.55	1.39	31.48	0.06	0.82	1.17	1.32	0.99	1.39	1.34
CP01	1.45	0.28	0.85	0.12	0.77	0.12	71.37	17.93	34.00	0.04	1.04	0.94	1.43	1.30	1.78	1.14

a) Concentración de elementos mayores en %, b) Elementos traza y elementos de tierras raras (REE) en ppm.

4.6. DISCUSIÓN

Las rocas sedimentarias antiguas han sido consideradas como fuentes de (REE) representativas de ambientes de depósitos sedimentarios debido a las anomalías percibidas por alteraciones diagenéticas (Holser, 1997). Reynard *et al.* (1999) sugirió que las fosforitas sedimentarias muestran particularmente alteraciones diagenéticas con parámetros de (REE). En base a los datos limitados de Nd, Shaw y Wasserburg (1985) interpretaron que ciertos parámetros (REE) en las calizas marinas eran alterados por la actividad diagénética, a causa de calizas Pleistocénicas al mostrar mayores concentraciones de (REE) en los carbonatos de esqueletos modernos. Pero, su conclusión reitera un ascenso en la caliza marina debido a la representación de volúmenes de concentraciones similares de (REE) como en los esqueletos carbonatados.

Los microbialitas de Holoceno muestran mayores concentraciones de (REE) que los carbonatos de esqueletos modernos (Webb y Kamber, 2000) lo que sugiere el enriquecimiento de (REE) en estas calizas y no debido a la diagénesis. Los estudios diagenéticos detallados de la distribución de (REE) en carbonatos antiguos, indican que los patrones de (REE) incluso pueden ser estables durante varios eventos de intensa alteración diagenética (Webb y Kamber, 2000). Los carbonatos Carboníferos más bajos que han sufrido dos fases diferentes de dolomitización en dos ambientes diagenéticos distintos tienden a retener su enriquecimiento carbonatado original en los parámetros de (REE) sin tomar en cuenta la alteración intensa a la textura y mineralogía (Banner *et al.*, 1988).

El esquema de proporciones de La_N/Yb_N y de La_N/Sm_N es muy útil para encontrar los efectos de fragmentación efectuada por los mecanismos de adsorción y de substitución (Reynard *et al.*, 1999). La proporción de La_N/Yb_N está menos afectada por el mecanismo de substitución, considerando el incremento si el mecanismo de adsorción es dominante. El mecanismo de la substitución produce cambios drásticos en la proporción de La_N/Sm_N pero no hay tal cambio en los resultados a través de la adsorción.

El agua marina exhibe diferentes constantes y proporciones de La_N/Sm_N y La_N/Yb_N en un rango de (0.6-1.6) y (0.2-0.5), respectivamente. Pero, el agua dulce continental muestra grandes variaciones de (0.2 a 1.2), para ambas proporciones de ambientes costeros y de estuario desplegando valores intermedios con los resultados de la mezcla de estos dos miembros finales (Reynard *et al.*, 1999).

Las proporciones de La_N/Sm_N y de La_N/Yb_N de las calizas de la Formación Mural muestran extensas variaciones y correlación pobre en valores que van de (0.58 a 1.06) para La_N/Sm_N y de (0.44 a 1.81) para La_N/Yb_N (excepto una muestra que revela la proporción anormal, 2.75). En el esquema de La_N/Sm_N y de La_N/Yb_N (Fig. 4.3), todos los datos de campo entran dentro del esquema de datos Cretácicos (Reynard *et al.*, 1999), y fuera del campo de aguas dulces modernas. Las proporciones de La_N/Sm_N de las calizas de Formación Mural son similares al agua de mar moderna, considerando que sus proporciones de La_N/Yb_N comparativamente son mayores que el agua de mar moderna. Todos los datos se declinan en el campo del Cretácico de vertebrados con apatito marino derivado desde restos de peces en ambientes de plataforma (Reynard *et al.*, 1999).

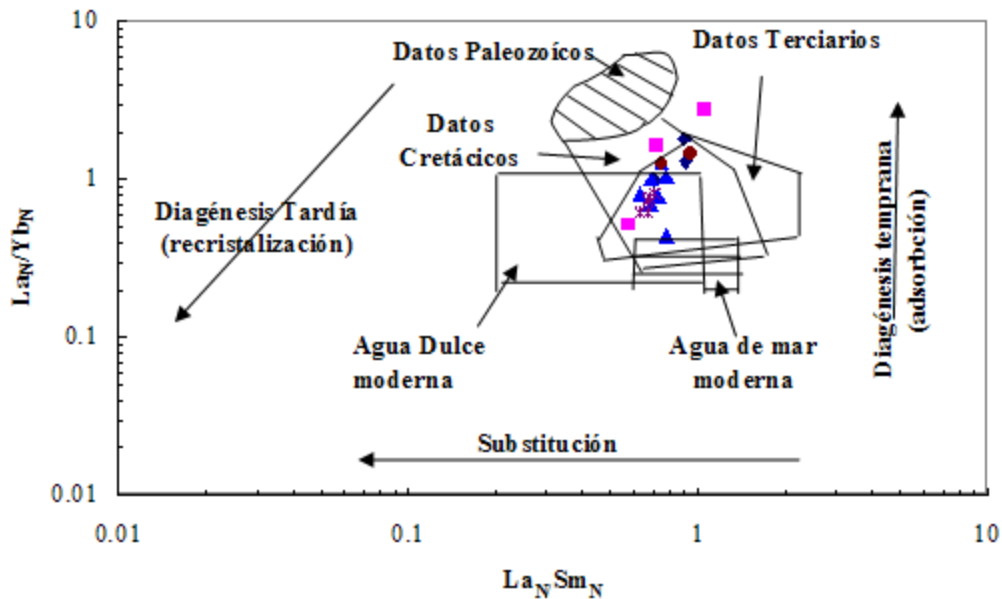


Figura: 4.3. Diagrama de proporciones de La_N/Yb_N y de La_N/Sm_N para establecer efectos de fragmentación efectuada por los mecanismos de adsorción y de sustitución (Reynard *et al.*, 1999). Nótese que los valores de La_N/Yb_N , están menos afectados por el mecanismo de sustitución y dominado por el factor por de adsorción, considerando que todos los datos entran dentro de parámetros Cretácicos y fuera del campo de aguas dulces modernas.

Los datos también muestran fraccionamiento muy débil de (REE) a través de mecanismo de adsorción o variación temporal de la composición de agua de mar. Este análisis sugiere que los datos de las calizas de la Formación Mural no sufrieron intensa actividad diagenética. El aumento en la proporción de La_N/Yb_N , comparadas con el agua de mar moderna sugiere que estas calizas fueron principalmente depositadas en ambientes marinos someros dónde la distribución de (REE) en algunos niveles eran controlados por influencia continental. Las variaciones en elementos traza han sido usadas como una técnica para identificar las alteraciones diagenéticas (Brand y Veizer, 1980; Ditchfield *et al.*, 1994; Jones *et al.*, 1994; Price y Sellwood, 1997; Podlaha *et al.*, 1998; Hesselbo *et al.*, 2000; Price *et al.*, 2000; Jenkyns *et al.*, 2002; Grocke *et al.*, 2003). La alteración diagenética de calcita baja en Mg muestra valores decrecientes de Sr y concentraciones acrecientes de Mn (Veizer, 1983). Tal tendencia no se observa en las calizas de la Formación Mural de la sección Cerro Pimas (Mn contra Sr: $r = -0.23$), mostrándose en la (Fig. 4.4), mencionado que la alteración diagenética por fluidos meteóricos incorpora Mn al Sr emitido desde el carbonato (Brand y Veizer, 1980; Veizer, 1983).

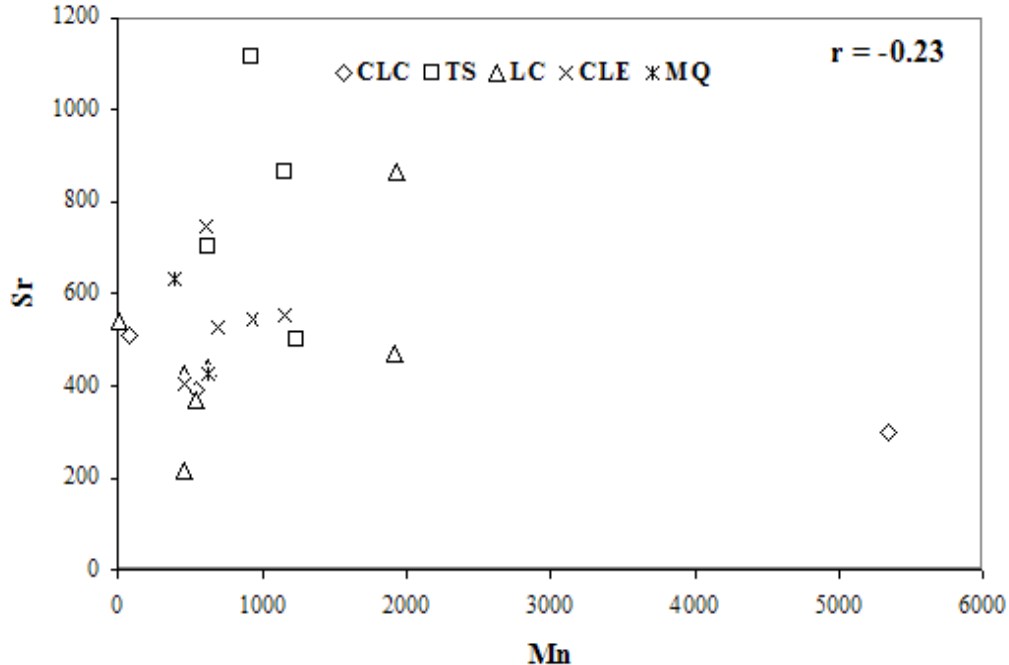


Figura: 4.4. La alteración diagenética de calcita baja en Mg muestra valores decrecientes de Sr y concentraciones acrecientes de Mn (Veizer, 1983). Nótese que tal tendencia no se observa en las calizas de la Formación Mural de la sección Cerro Pimas (Mn contra Sr: $r = -0.23$), debido a la alteración diagenética por fluidos meteóricos.

Durante la diagénesis (marina y meteórica) de la caliza, los valores de Mn aumentan mientras que los valores de Sr disminuyen, por consiguiente la proporción de Mn/Sr es principalmente considerada como un indicador fiable para determinar del grado de alteración (Jacobsen y Kaufman, 1999). Kaufman *et al.* (1992) determinaron que las calizas con valores ($\text{Mn/Sr} < 2-3$) generalmente muestran la firma elemental inalterada. Jacobson y Kaufman (1999) encontraron que esas calizas con ($\text{Mn/Sr} < 2$) y concentración de Sr varían de 150 a 2500 ppm., mostrando las firmas elementales inalteradas. La mayoría de las calizas de este trabajo de tesis muestra valores de ($\text{Mn/Sr} < 2$) y concentraciones de Sr que van de (298 a 1116 ppm). Los parámetros geoquímicos con porciones representativas de Mn, Sr, Mn/Sr, así como valores de La_N/Yb_N y La_N/Sm_N afirman que las calizas de la Formación Mural de la Cuenca Bisbee retienen su firma geoquímica primaria de agua marina depositada durante el Aptiano hasta el Albiano.

4.7. COMPORTAMIENTO DEL EUROPIUM

Las calizas de la sección Cerro Pimas muestran variaciones grandes en las anomalías de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.84$ a 1.67). La mayoría de las caliza están caracterizadas por anomalías típicas de Eu positivo, determinando que existen pocas muestras con anomalías negativas de Eu.

La composición de (REE) en sedimentos terrígenos modernos, comúnmente la precipitación química del agua de mar, principalmente determina la composición de la corteza superior y muestra distintas anomalías negativas de Eu (Piper, 1974; Elderfield y Greaves, 1982). Las anomalías positivas de Eu normalizadas (PAAS), se encuentran en los sedimentos afectados por cualquier fuente eólica (Elderfield, 1988) y soluciones hidrotermales (Michard *et al.*, 1983; German *et al.*, 1993). Las soluciones hidrotermales se originan principalmente en ambientes marinos profundos, siendo que las calizas de la Formación Mural se depositaron en ambiente marino someros (Lawton *et al.*, 2004; González-León *et al.*, 2007). Hasta ahora, ningún material eólico se ha reportado en los miembros de las calizas de la Formación Mural en la sección Cerro Pimas.

Diferentes estudios en El Amazonas han obtenido anomalías positivas de Eu en sedimentos aluviales con valores de (Eu^{2+}) precipitados en aguas turbias durante la diagénesis (MacRae *et al.*, 1992), indicando procesos similares al Miembro CLP.

Al contrario, el Ce puede sufrir diferentes cambios de valencia en las condiciones del ambiente del agua de mar, como transformaciones redox desde (Eu^{3+} a Eu^{2+}) requiriendo de potenciales bajos de oxidación-reducción (pH 2-4) y temperaturas altas ($> 200^\circ\text{C}$) (Sverjensky, 1984; Bau, 1991). Estas condiciones están generalmente ausentes en los ambientes marinos someros. El estudio geoquímico de ($\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ contra los esquemas de $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$, y las concentraciones de Mn y de Sr y proporciones de Mn/Sr) sugieren que las calizas estudiadas no fueron sujetas a intensa actividad diagénética. La correlación positiva entre Eu y los elementos inmóviles como Y y Th ($r = 0.58$, (Fig. 4.5); respectivamente) establecen que el Ce no es de origen diagénético.

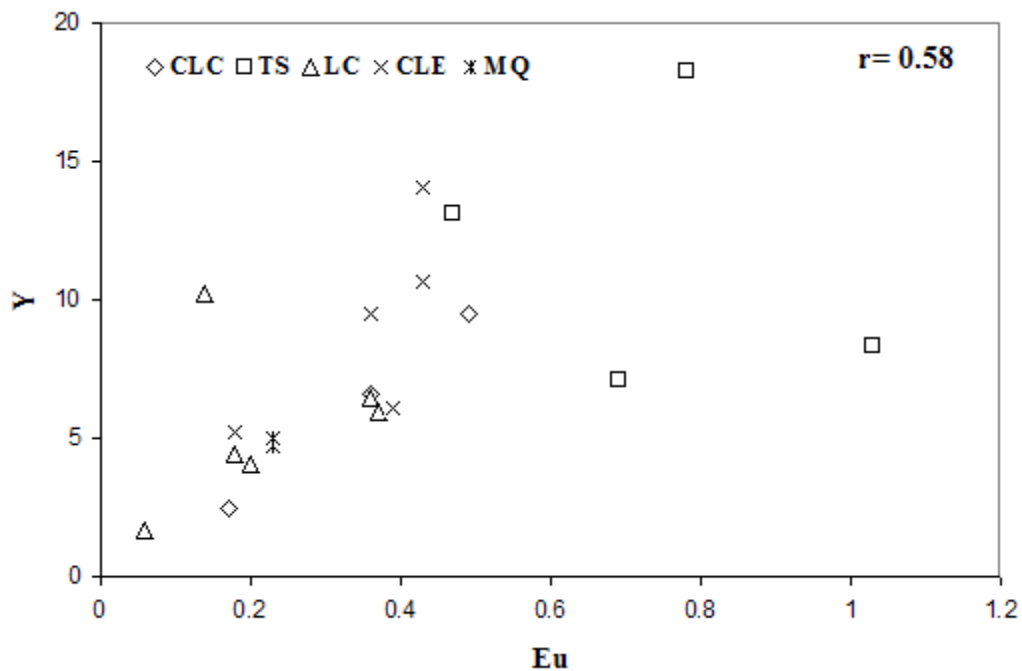


Figura: 4.5. En el esquema representado por la correlación positiva entre el Eu y elementos móviles como el Y ($r=0.58$; respectivamente), Se puede observar la variabilidad entre estos elementos, determinando que el Ce, no es de origen diagénético.

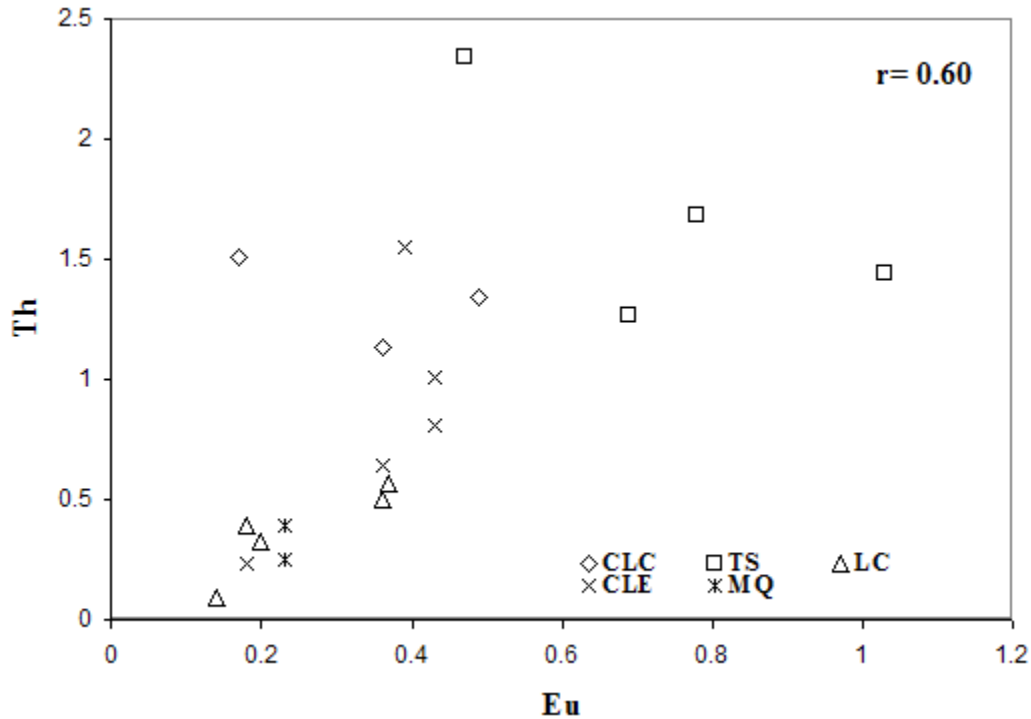


Figura: 4.6. Correlación positiva entre el Eu y elementos móviles como el Th ($r = 0.60$; respectivamente), al igual que la figura anterior se puede confirmar, que el comportamiento del Ce regido por el esquema Eu- Th, indica que no es de origen diagenético.

La inclusión de cantidades mínimas de feldespato detrítico puede llevar a la concentración de anomalías positivas de Eu en extensos volúmenes de sedimentos (Murray *et al.*, 1991b). Sin embargo, las proporciones elementales como K/Al (Fig. 4.7) y Na/Al no se correlacionan con Eu/Eu* ($r = 0.08, 0.07$; respectivamente). De las anomalías de Eu positivas en estas calizas parecen no haber sido influenciadas por la cantidad de feldespatos. Además, las anomalías de Eu son aparentes a proporciones de P/Al ($r = 0.01$). Desde todas estas condiciones (soluciones hidrotermales, intensa actividad diagenética y contenido de plagioclasa) no se reporta en el área de estudio, por lo que las anomalías positivas de Eu observadas podría ser debido a inclusión eólica. Interestratificación de areniscas ricas en cuarzo con rocas volcánicas del Jurásico del arco magmático continental (Coney, 1979; Dickinson *et al.*, 1986) han sido encontradas en la parte norte de Sonora (Desierto de México) y parte sur de Arizona. Estas areniscas eólicas son correlativas con los depósitos Jurásico al norte de La Meseta El Colorado (Bilodeau y Keith, 1986).

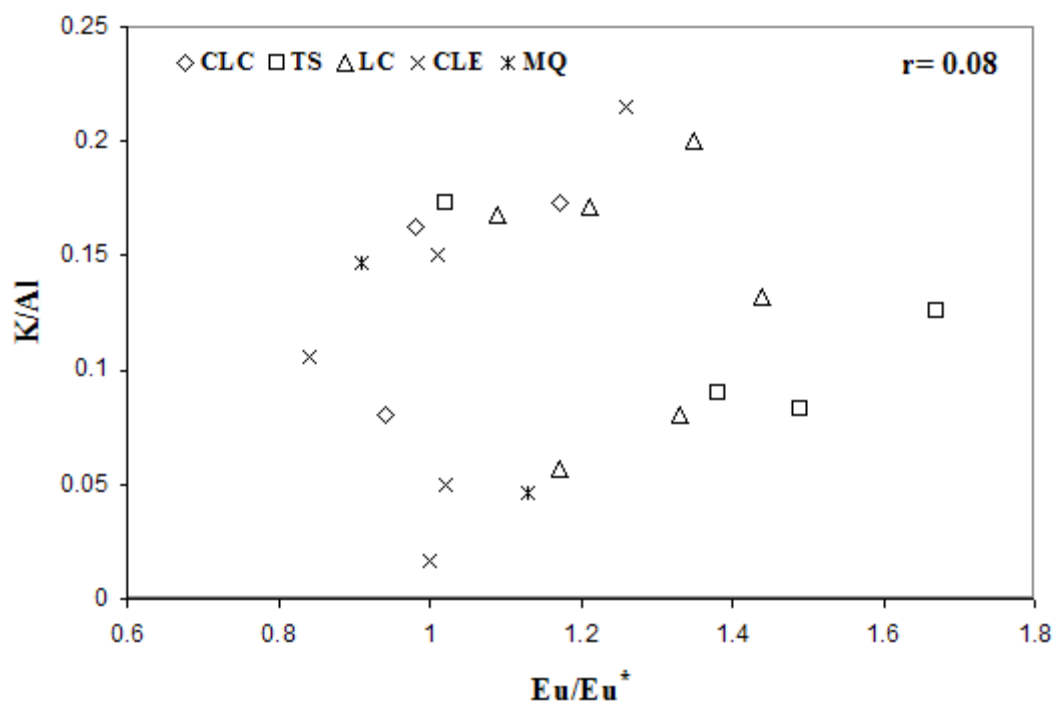


Figura: 4.7. Esquema representativo de inclusión por el modelo $K/Al-Eu/Eu^*$ ($r = 0.08$; respectivamente). Muestra cantidades mínimas de feldespato detrítico en proporciones elementales como K/Al , indicando la concentración de anomalías positivas de Eu en extensos volúmenes de sedimentos en las calizas de la Formación Mural.

El suministro de arena eólica desde arco externo (área fuente), sugiere que la paleomontaña de Mogollon no presentaba movimiento antes del Jurásico Medio (Bilodeau y Keith, 1986), cuando se reactivó el *rift de la Cuenca Bisbee* (Bilodeau, 1986; Lucas *et al.*, 2001). Estos estudios demuestran que la paleomontaña de Mogollon actúa como un *rift* de la Cuenca de Bisbee durante la sedimentación del pre-Bisbee. Además, las rocas sedimentarias del Jurásico Medio a unos 10 km., al noroeste de Cucurpe ubicada en la parte norte-central de Sonora, asocia la entrada de arena eólica a consecuencia de capas de cuarzosas, por lo que estas arenas eólicas se derivaron del borde sur de La Meseta El Colorado. También, el conglomerado Glance en la Formación de La Montaña Wrightson en las Montañas de Santa Rita (sur de Arizona), muestra clastos de rocas volcánicas y eólicas (cuarzoarenita). Por lo que estos datos sugieren que la Cuenca Bisbee pudiera haber recibido cierta cantidad de materiales eólicos. Llegando a la conclusión que las anomalías positivas de Eu en las calizas de Formación Mural son debidas a fuentes eólicas.

4.8. VARIACIONES EN LAS ANOMALÍAS DE “Ce”

Las proporciones de Ce/Ce^* en las calizas de la sección Cerro Pimas (CP) están determinadas por valores de 0.67 a 1.20, con un valor significativo a 0.91, $n = 20$. Se observan las variaciones notables entre los diferentes miembros de la Formación Mural. En la sección CP, las calizas de los Miembro CLC, LC y MQ muestran anomalías negativas de parámetros $Ce/Ce^* = (0.88, n = 3); (0.86, n = 6); (0.68, n = 2);$ respectivamente) considerando que los Miembros TS y CLE no exhiben ninguna anomalía de Ce ($Ce/Ce^* = (1.01, n = 4); (1.01, n = 5);$ respectivamente). Muchas calizas de la Formación Mural presentan pocos valores negativos de anomalías de Ce en comparación con los datos carbonatados del mar profundo del océano Índico (Nath *et al.*, 1992), los sedimentos de mares Árabes (Nath *et al.*, 1997), carbonatos Cretácicos del sur de los Alpes (Bellanca *et al.*, 1997), carbonatos Maastrichtiano al sur de India (Madhavaraju y Ramasamy, 1999), aguas del océano Índico y aguas del océano Pacífico (Zhang y Nozaki, 1996). Muchos estudios han considerado que los (REE) y en particular la anomalía de Ce en sedimentos marinos y rocas carbonatas ayudan a comprender y revelar las condiciones paleoceanográficas (Grandjean *et al.*, 1987, 1988; Liu *et al.*, 1998; Nath *et al.*, 1997; Madhavaraju y Ramasamy, 1999). La declinación de valores relativos de Ce en las (REE) es un rasgo característico de ambientes de agua de mar moderna. En el agua de mar, el rango establecido por Ce/Ce^* está determinado por los siguientes valores (< 0.1 a 0.4) (Elderfield y Greaves, 1982; Piepgras y Jacobsen, 1992) considerando el medio de la lutita $Ce/Ce^* = 1$ (Murray *et al.*, 1991a). La deficiencia de Ce, en el agua de mar es el resultado de la oxidación de Ce^{+3} a Ce^{+4} siendo este removido del agua de mar a través de las partículas suspendidas que se establecen en la columna de agua (Sholkovitz *et al.*, 1994). Los valores de (Ce/Ce^*) no son correlacionables con Al, Th y Zr ($r = 0.42; 0.37; 0.34;$ respectivamente), pero los valores de Ce son positivamente correlacionables con Al, Th y Zr ($r = 0.50; 0.54; 0.44;$ respectivamente). Tal correlación moderada de Ce y Ce/Ce^* con Al, Th y Zr sugiere que otros factores además de eólicos tal vez controlaron la distribución de Ce en estas calizas.

Las anomalías de Ce son inversamente correlacionadas con los contenidos de CaCO_3 ($r = -0.42$; Fig. 4.8), sugiriendo que los valores de Ce/Ce^* no se relacionan a la oxigenación de agua profundas.

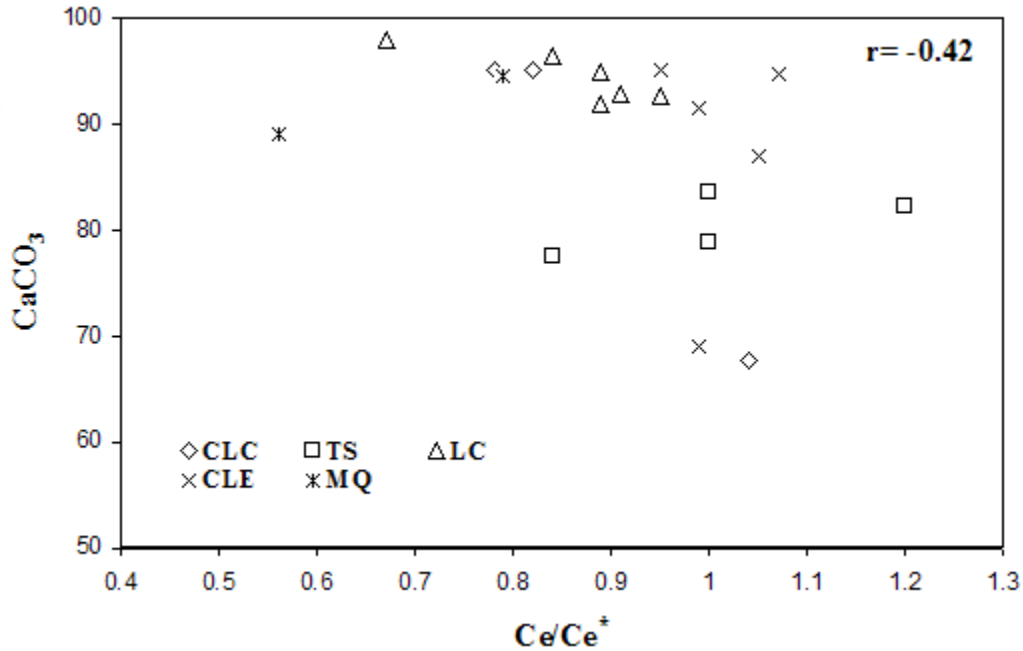


Figura: 4.8. El esquema de anomalías de Ce presente en las calizas de la Formación Mural son inversamente correlacionadas con los contenidos de CaCO_3 ($r = -0.42$), indicando un ambiente de depósito no relacionado a oxigenación de ambientes marinos profundos.

El agua de mar y carbonatos marinos exhiben la deficiencia natural del Ce debido a la remoción de Ce^{+4} por los óxidos de Fe-Mn en los ambientes del mar profundos (Elderfield, 1988). Las regiones del mar profundo con proporciones bajas de sedimentación con el buen desarrollo de oxígeno en la columna de agua experimentan mayores procesos de remoción a causa de la precipitación inicial de Ce (OH) en las capas de Fe-Mn sobre partículas sedimentarias. En las calizas estudiadas los valores de Ce/Ce^* no son correlacionables con las partículas del producto de los procesos de remoción del elemento reactivo (Ce/Ce^* contra Pb; $r = 0.32$; Fig. 4.9). Indican que dichas variaciones observadas en las anomalías de Ce probablemente son relativas a procesos de remoción. Además, se afirma que las calizas de la Formación Mural se depositaron en ambientes marinos someros (Lawton *et al.*, 2004; González-León *et al.*, 2007) donde los procesos de remoción estaban limitados al compararse con las regiones de mar profundo.

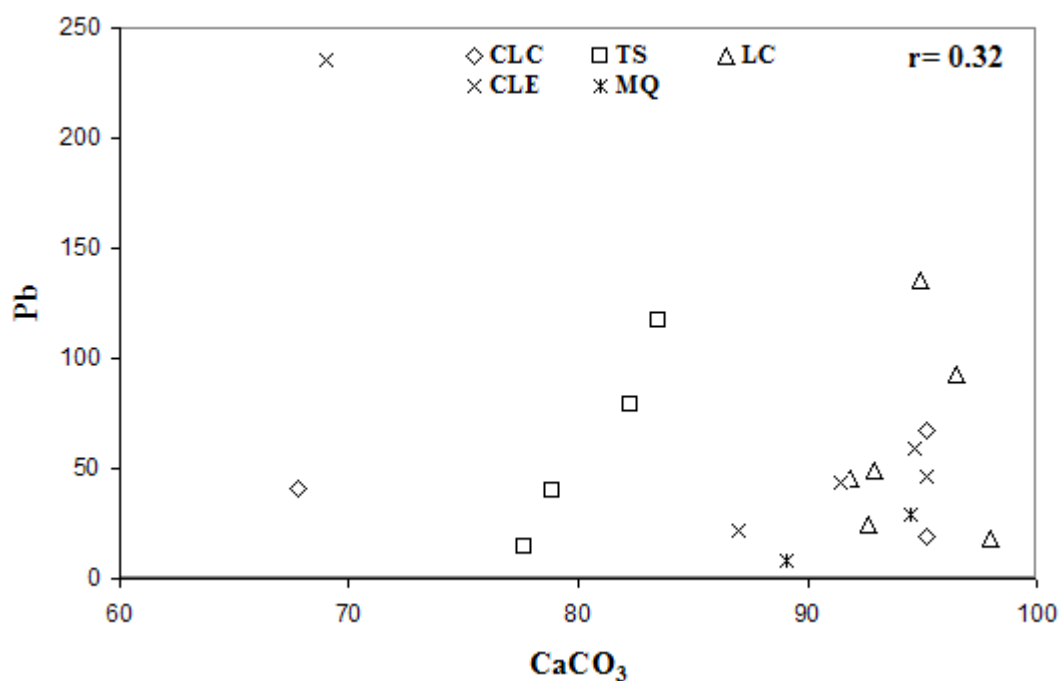


Figura: 4.9. El esquema de valores de Ce/Ce^* indica que no son correlacionables con las partículas del producto de procesos de remoción del elemento reactivo (Ce/Ce^* contra Pb: $r = 0.32$), determinando que las anomalías de Ce probablemente son relativas a procesos de remoción.

Algunas muestras de caliza de la Formación Mural revelan ausencia de anomalías negativas de Ce. La ausencia de anomalía negativas de Ce es producto de las condiciones paleo-reductoras (German y Elderfield, 1990), litología y diagénesis (Nath *et al.*, 1992; Madhavaraju y Ramasamy, 1999; Armstrong-Altrin *et al.*, 2003) y enriquecimiento de Fe orgánico y enriquecimiento de (REE) por coloides transportado desde ríos (Sholkovitz, 1992), destacando un papel significativo en la incorporación de (RRE), (principalmente el Ce). Las variaciones en aguas profundas con nivel de oxigenación en las rocas carbonatadas son identificadas usando proporciones de Ce/Ce^* (Wang *et al.*, 1986; Piper, 1974). En el presente estudio, las anomalías de Ce son inversamente correlacionadas con los contenidos de $CaCO_3$ ($r = -0.48$), sugiriendo que los valores de Ce/Ce^* no se relacionan a la oxigenación de agua profundas. La inclusión del enriquecimiento de (REE) por coloides transportados por los ríos y absorbidos en los carbonatos desde la zona costera hasta la zona de arrecifes produce anomalías negativas de Ce (Nothdurft *et al.*, 2004).

Por lo que se afirma, que las calizas de la Formación Mural fueron depositadas en ambientes marinos someros y por consiguiente se especifica que contenga la firma de agua de mar con una anomalía negativa de Ce, en las facies fluviales con influencia deltáica presente en el Miembro CLP y CLE, los dos miembros pertenecientes a la sección Cerro Pimas. La ausencia de anomalía negativa de Ce requiere inclusión de material con una relativa anomalía positiva de Ce normalizada a (PAAS), y enriquecimiento de Fe por coloides transportados desde ríos para obtener una anomalía positiva de Ce (Sholkovitz, 1992). Una comparación de valores de Ce/Ce^* con las concentraciones de Fe indican que hay correlación moderada ($r = 0.52$), (Fig. 4.10) entre estas calizas. De las variaciones observadas en los contenidos y en las anomalías de Ce en las calizas de la Formación Mural, se puede percibir que existe una mezcla de diferentes porciones de componentes del sedimento (dominantemente biogénico y etapas autogénicas), inherentemente anomalías de Ce enriquecidas por influencia carbonatada y materiales detríticos (principalmente aluminosilicatos), anomalía de Ce por la misma corteza. Además, la incorporación de coloides de Fe por la entrada de ríos. Estos son los factores responsables para las variaciones más significantes en las anomalías de Ce.

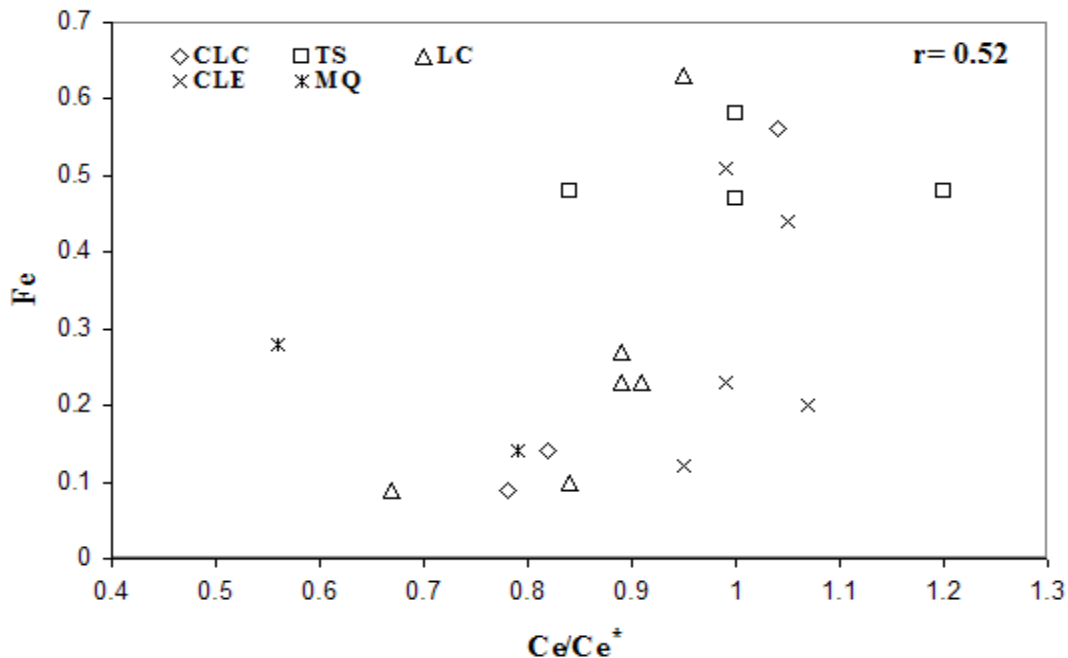


Figura: 4.10. En el esquema de valores de Ce/Ce^* con las concentraciones de Fe, nótese la correlación moderada ($r = 0.52$), probablemente relacionada a la incorporación de coloides de Fe por la entrada de ríos, responsables de las variaciones más significativas en las anomalías de Ce.

4.9. FUENTE DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS (REE)

Las calizas de la parte inferior de los Miembros TS, LC y CLP muestran patrones de enriquecimiento por influencia de agua carbonatada REE + Y, considerando que los Miembros CLC y la parte superior de TS y MQ tiene distintivamente patrones de enriquecimiento por influencia terrígena. La parte inferior de los miembros TS, LC y CLP exhiben descenso de (LREE), anomalías negativas de Ce, anomalías positivas de La, Gd y proporciones de supercondrita (Y/Ho). Estos rasgos están, en parte o completamente ausentes, en los Miembro CLC, parte superior de TS y MQ. La caliza con patrones de enriquecimiento en el agua de mar por influencia terrígena es el resultado de la presencia diversa de contaminantes. La mayor fuente de contaminantes son a causa de 1) Sedimentos terrígenos de grano fino con altas concentraciones de (HREE) por los patrones de enriquecimiento en el agua de mar por influencia terrígena (Elderfield *et al.*, 1990); 2) Contenidos de Fe y óxidos de Mn (Bau *et al.*, 1996) y 3) en fosfatos por una afinidad alta de (REEs) en los fluidos diagenéticos (Byrne *et al.*, 1996).

Es abundante el Zr en las lutitas (210 ppm en PAAS). Las calizas de los diferentes miembros de la Formación Mural muestran grandes variaciones en los contenidos de Zr (0.61 a 42.12 ppm). Algunas muestras de caliza de los Miembros CLC, LC, CLP y MQ muestran bajos contenidos de Zr, considerando que, la mayoría de las muestras del Miembro TS y una muestra de cada uno de los Miembros CLC y CLE exhiben concentraciones altas de Zr. De este supuesto se determina que el Miembro TS, parte inferior de CLC y la parte superior CLE han sido afectadas por la contaminación de lutitas considerando que otros miembros son menos afectados por la tal contaminación.

La concentración de Al se relaciona estrechamente con los contenidos de arcilla. Así las concentraciones de Al son las principales fuentes de contaminación en los carbonatos (Nothdurft *et al.*, 2004). La mayoría de las calizas de los Miembros CLC, LC, CLE y MQ muestran valores bajos de Al (0.26 a 0.41; 0.05 a 0.34%; 0.14 a 0.58%; respectivamente, excepto dos muestras que realzan su elevada concentración.

Siendo estas comparadas con los valores promediados del contenido siliciclástico en rocas carbonatadas (0.42%; Veizer, 1983). El contenido de Al en la parte inferior de Miembro CLC, TS y parte superior de CLE (Tabla 4.1), muestran concentraciones altas de Al (1.50%; 0.70 a 1.45%; 1.58%; respectivamente). Los Miembros CLC, TS, LC, CLE y MQ no exhiben correlación con los contenidos de Al y declinaciones mínimas de LREE ($r = 0.29$, $n = 20$; Fig. 4.11).

Las muestras con proporciones altas de Nd_N/Yb_N no son correlacionables con los contenidos de Al, aunque contengan algunas cantidades de materiales detríticos de grano fino. En este estudio, el grainstone y boundstone están generalmente exentos de materiales detríticos finos, considerando que el wackestone y packstone contienen alguna cantidad micrítica. La correlación pobre observada entre Al y la declinación de LREE parece ser principalmente debida a la heterogeneidad de la muestra.

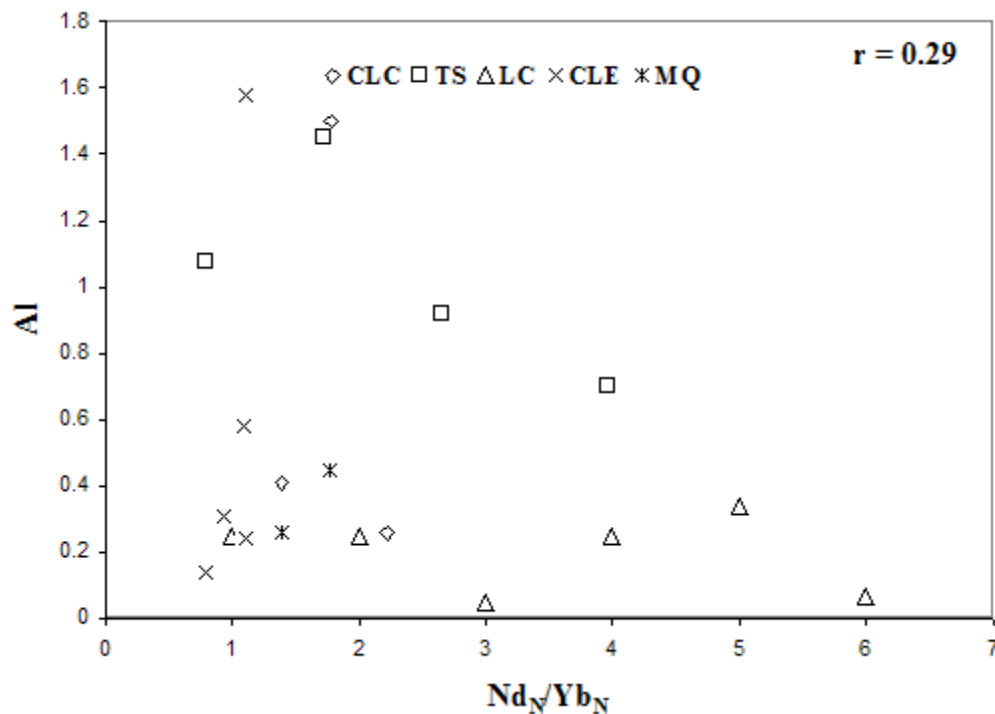


Figura. 4.11. En el esquema Nd_N/Yb_N contra el Al, se puede observar que en la parte inferior de Miembro CLC, TS y parte superior de CLE muestran concentraciones altas de Al (1.50%; 0.70 a 1.45%; 1.58%; respectivamente), mientras que los Miembros CLC, TS, LC, CLE y MQ exhiben poca correlación con los contenidos de Al y declinaciones de LREE ($r = 0.29$, $n=20$).

Los elementos traza como el Th y Sc se han usado como indicadores de contaminación en la lutita debido a sus altas concentraciones de Post Archaean Australian Shale (PAAS) en los carbonatos marinos (Webb y Kamber, 2000). Las concentraciones de Th están bien correlacionadas con los contenidos de Al, en las calizas de Formación Mural ($r = 0.71$, $n = 20$), (Fig. 4.12). Indicando mayores concentraciones de Al y Th en los Miembros TS, CLC y parte inferior del Miembro CLE, mostrando posiblemente factores de influencia terrígena.

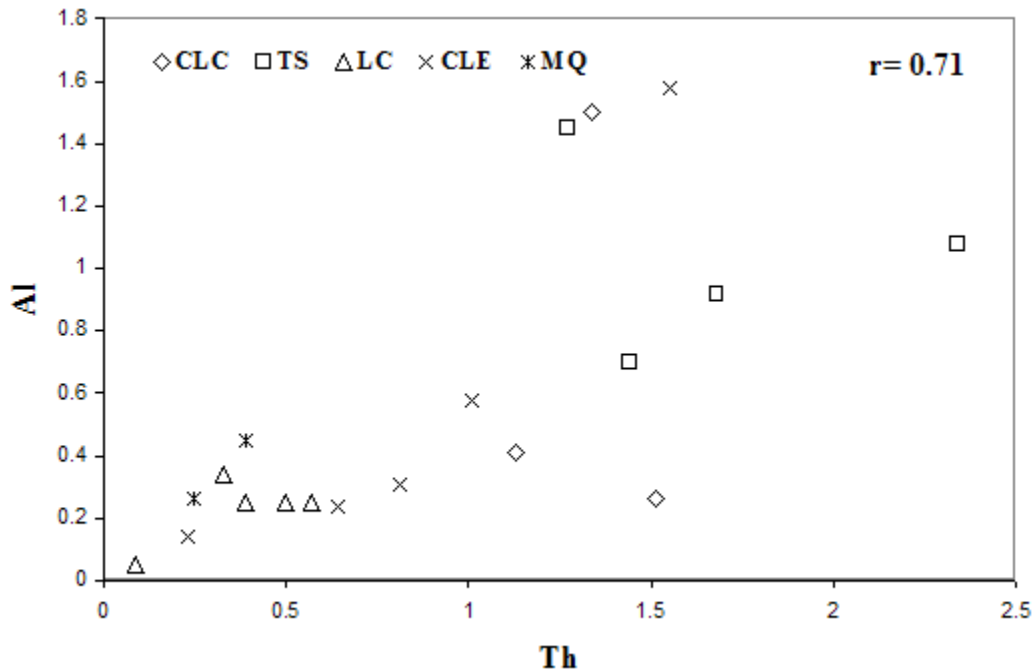


Figura: 4.12- El esquema representado por la similitud entre el Al-Th, muestran parámetros de Th (ppm) bien correlacionadas con los contenidos de Al% en las calizas de Formación Mural ($r = 0.71$, $n = 20$), indicando posible contaminación por influencia terrígena en los Miembros TS, CLC y parte inferior de CLE.

La correlación positiva significativa entre Sc y Al, es observada para todos los miembros de la caliza de la Formación Mural ($r = 0.91$), (Fig. 4.13). Observándose menores contaminaciones en las lutitas de las muestras de las calizas de la Formación Mural.

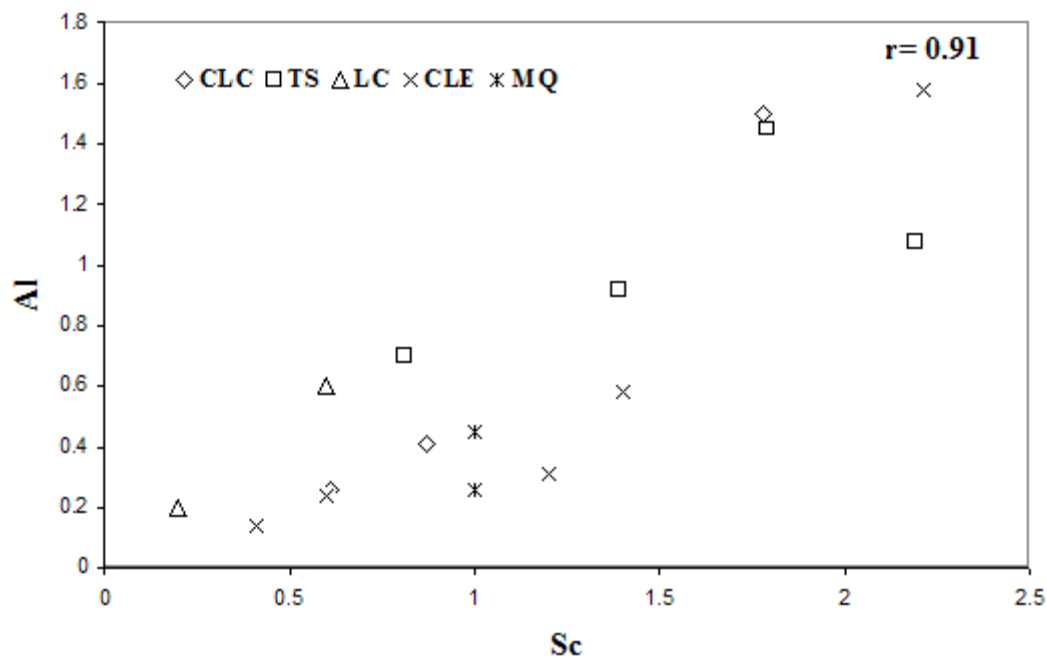


Figura: 4.13. El esquema representado por la similitud entre el Al-Th, muestran parámetros de Th bien correlacionados con los contenidos de Al, en las calizas de Formación Mural ($r = 0.91$, $n = 20$), indicando mínima contaminación por influencia terrígena en los Miembros CLC, TS, CLE y nula en casi todos los demás miembros de la Formación Mural.

Muchos carbonatos modernos (particularmente los esqueletos de moluscos) son contaminados por ferromagnesianos presentes en la corteza (Palmer, 1985), mostrando afinidad e incorporación desproporcionadamente de (HREE) (Bau *et al.*, 1996). Las calizas de este estudio presentan correlación positiva entre $\sum\text{REE}$ y contenidos de Fe% ($r = 0.58$; $n = 20$), (Fig. 4.14). Muchas calizas muestran concentraciones bajas de Fe (0.09 a 0.28%; $n = 12$), al ser comparadas con las concentraciones promedio de carbonatos con Fe (0.38%; Veizer, 1983), considerando que algunas muestras exhiben concentraciones altas de Fe (0.44 a 0.63%; $n = 8$). En general, el valor promedio de las concentraciones de Fe son de (0.31%; $n = 20$) en las calizas de la Formación Mural comportándose dentro del rango promedio de carbonatos. Aunado a esto, el $\text{Nd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ contra los parámetros de Fe (Fig. 4.15) no muestran correlaciones de ($r = 0.30$; $n = 20$) para todas las muestras de caliza, sugiriendo que la diagénesis del Fe no es representativa y mucho menos significativa para controlar los parámetros (REE) en estas calizas.

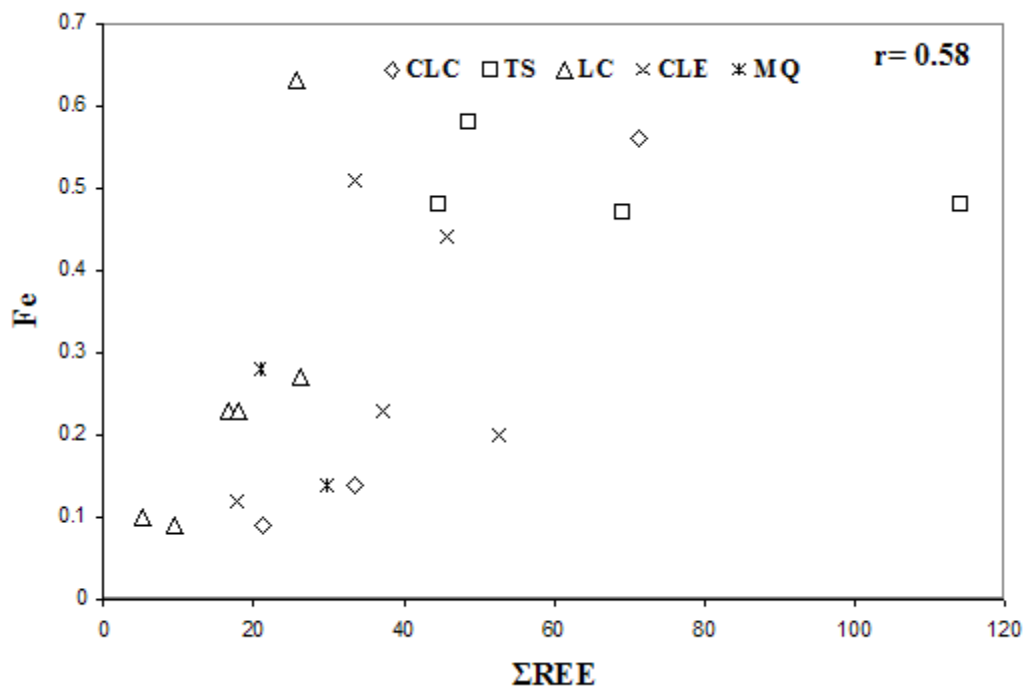


Figura: 4.14. En el esquema comparativo de ΣREE (ppm) con respecto al contenido de Fe en las calizas de este estudio presentan correlación positiva de Fe ($r = 0.58$, $n = 20$), debido posiblemente a la contaminación de carbonatos por ferromagnesianos presentes en la corteza, mostrando afinidad de (HREE).

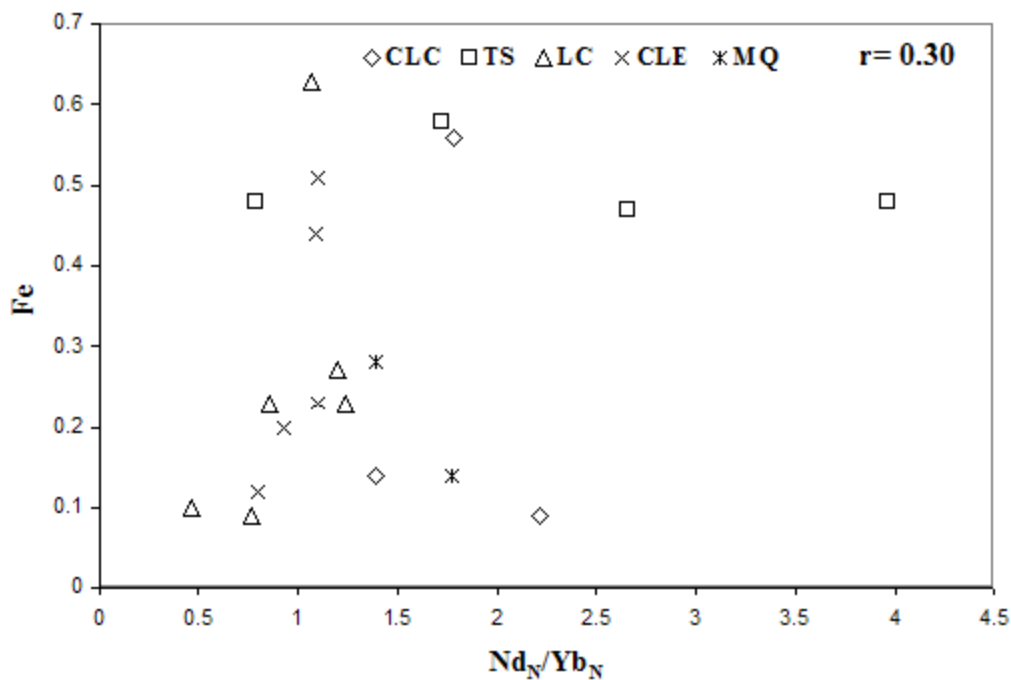


Figura: 4.15. El esquema comparativo de Nd_N/Yb_N contra los parámetros de Fe no muestran correlaciones ($r = 0.30$, $n = 20$) para todas las muestras de caliza, sugiriendo que la diagénesis del Fe no es representativa y mucho menos significativa para controlar los parámetros (REE) en estas calizas.

Los fosfatos principalmente incorporan desproporcionalmente (REE) al ser alterados fácilmente por la diagénesis (Reynard *et al.*, 1999). Los Miembros CLC, y TS muestran correlación positiva entre Σ REE y el P ($r = 0.96$, 0.55 , respectivamente; Fig. 4.16), considerando que los Miembros LC y CLE muestran correlaciones insignificantes ($r = 0.19$, -0.17 , respectivamente) mientras el Miembro MQ muestra correlación negativa de ($r = -1.00$).

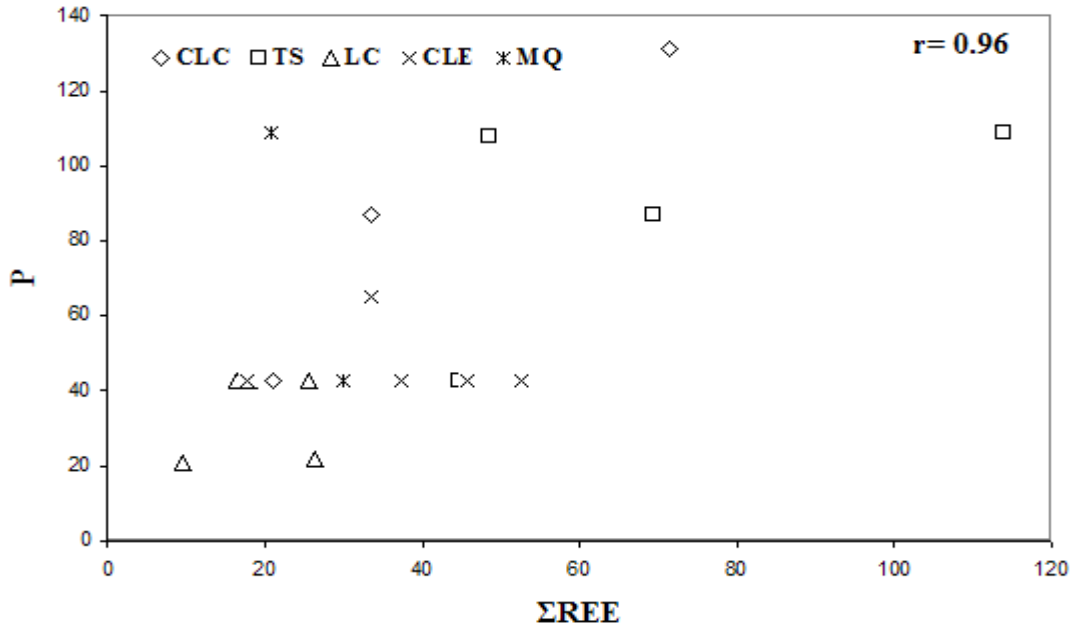


Figura: 4.16.- Se observa que los Miembros CLC, y TS muestran correlación positiva entre el esquema comparativo de Σ REE y el P ($r = 0.96$; 0.55 ; respectivamente), posiblemente, a que los fosfatos incorporan (REE) al ser alterados fácilmente por la diagénesis.

El esquema de concentración de P contra los valores de Nd_N/Yb_N (Fig. 4.17) muestra la correlación positiva para TS ($r = 0.57$) y negativa para los Miembros CLC y MQ ($r = -0.53$, -1.00 ; respectivamente). Las calizas del Miembro LC y CLE muestran correlación insignificante entre los esquemas de Nd_N/Yb_N y P ($r = 0.21$; 0.40 ; respectivamente). Sin embargo, la mayoría de las muestras tiene concentraciones bajas de P (< 100 ppm, $n = 16$). Por lo que es improbable, determinar la presencia de menores cantidades de P pudiendo afectar los parámetros de (REE) en estas calizas. En este estudio no se reflejan valores con posibles contaminaciones de fosfato mineral o capas ferromagnesianas, cabe aclarar que algunas muestras exhiben cantidades mínimas de contaminación por materiales terrígenos.

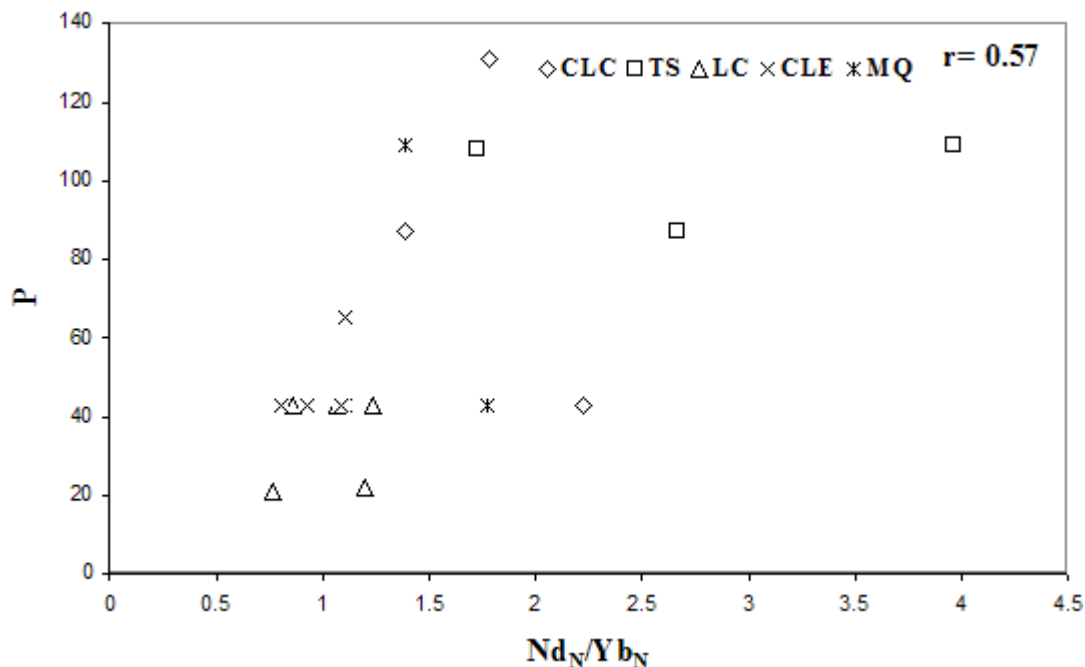


Figura: 4.17. El esquema de concentración de P contra los valores de Nd_N/Yb_N , muestra correlación positiva para TS ($r = 0.57$) y negativa para los Miembros CLC y MQ ($r = -0.53$; -1.00 ; respectivamente), por lo que no son representativos de contaminaciones por fosfato mineral o capas ferromagnesianas.

El yttrium no es removido eficazmente del agua de mar como el Ho, debido a diferentes superficies estables complejas, como la porción significativa de supercondrita Y/Ho marina (Hogdahl *et al.*, 1968; Zhang *et al.*, 1994; Bau *et al.*, 1995; Bau, 1996; Nozaki *et al.*, 1997). Por consiguiente, la proporción de Y/Ho ha sido considerada como parámetro representativo para determinar las condiciones químicas de agua de mar. Los sedimentos químicos libres de contaminación generalmente desarrollan proporciones de Y/Ho entre 44 y 74. La contaminación de material detrítico y ceniza volcánica tiene valores de condrita constante de Y/Ho alrededor de ~ 28 . Provocando serios problemas en el análisis e interpretación de Y/Ho en rocas carbonatadas. Aunado a esto es posible determinar los valores de contaminación terrígena debido a proporciones muy bajas de Y/Ho y concentraciones altas de Sc y Th en los materiales terrígenos (Webb y Kamber, 2000). Estas calizas muestran grandes variaciones proporcionales de Y/Ho (27.68 a 102.50). Así mismo proporciones de Y/Ho, Th y Sc con variaciones significantes entre los diferentes miembros de la Formación Mural. Tales variaciones en estas calizas pueden ser debidas a la concentración de detritos terrígenos (Webb y Kamber, 2000).

La más importante esta reflejada por la carencia de correlación entre algunos elementos traza (Th, Sc y Zr) y proporciones de Y/Ho ($r = -0.20; -0.24; 0.17$; respectivamente). Pretenciosamente, en la clasificación de grainstone y boundstone se han encontrado pequeñas evidencias de lutitas y limolitas, considerando que el wackestone y packstone contienen alguna cantidad de contaminación por sedimentos clásticos. Muchas calizas de la Formación Mural muestran valores bajos de Th, Sc y Zr y proporciones de Y/Ho supercondrita, por lo que se sugiere que estas muestras pueden retener sus propiedades geoquímicas originales.

La mayoría de las muestras de la caliza correspondiente a los Miembros LC y CLE muestra valores más bajos de La_N/Yb_N (principalmente entre 0.44 y 0.82; mientras que las restantes exhiben valores > 1) indicativos de varias declinaciones moderadas de (LREE). Los valores de La_N/Yb_N en los Miembros CLC, TS Y MQ son significativamente mayores que los valores propuestos por Condie (1991) (aproximadamente 1.0) y Sholkovitz (1990) (aproximadamente 1.3) para los materiales terrígenos, sugiriendo que los valores de (REE) son principalmente influenciados por cierta incorporación de cantidades de materiales terrígenos.

El exceso de cantidades de $La_{muestra}$ presentes en la rocas carbonatadas reflejan el origen de la fuente productora (Murray *et al.*, 1992). La cantidad de excedentes de La puede ser calculada usando la siguiente ecuación ($La_{excess} = La_{sample} - [Al_{sample} \times (La_{NASC}/Al_{NASC})]$, donde los valores de La_{NASC} y de Al_{NASC} han sido establecidos por Gromet y Dymek (1984).

Los Miembros LC y CLE muestran proporción grande de $La_{muestra}$ (aproximadamente 58%), mientras que los Miembros CLC, TS y MQ exhiben valores de (aproximadamente 49%). De acuerdo con el estudio realizado en las calizas de la Formación Mural se propone que las cantidades considerables de $La_{muestra}$ y la composición de (REE), son causadas por algún factor influenciado por el traslado de la absorción preferencial de (LREE) desde el agua de mar.

Los efectos fraccionarios de LREE/HREE en ambientes marinos modernos y antiguos, pueden ser evaluados examinando las proporciones de Er/Nd (De Baar *et al.*, 1988; German y Elderfield, 1989). Las calizas de los Miembros LC y CLE muestran altos valores de Er/Nd (0.09), mientras que los Miembros CLC, TS y MQ reportan valores de (0.05). Las proporciones de Er/Nd en los Miembros LC y CLE son más similares a los valores ($\text{Er/Nd} = 0.12$) propuestos por el Bellanca *et al.* (1997). Los valores bajos observados de Er/Nd en los Miembros CLC, TS y MQ pueden ser debidos a la presencia de materiales terrígenos. Los valores de Er/Nd de agua de mar normal son aproximadamente de 0.27 (De Baar *et al.*, 1988). Las proporciones de Er/Nd más altas están representados en los Miembros LC y CLE, mientras que los Miembros CLC, TS y MQ reflejan generalmente la firma mayor de agua de mar retenida en las calizas.

Los valores fraccionarios de (HREE) pueden ser cuantificados por las proporciones de $(\text{Dy/Yb})_N$ (Picard *et al.*, 2002). Las calizas de los Miembros LC, CLP y CLE muestran proporciones de $(\text{Dy/Yb})_N$ que van desde 1.05 a 130 (1.20, $n = 9$; excepto las muestras CP08, CP14) que son más similar a la proporción de agua de mar moderna (0.8 a 1.1). Las proporciones de $(\text{Dy/Yb})_N$ en los Miembros CLC, TS y MQ fluctúan entre 0.99 y 1.63 con un promedio de (1.39; $n = 9$) ligeramente más alto que la proporción de agua de mar moderna.

Es conveniente realizar un análisis de diferentes minerales marinos que no hayan sufrido intercambio mayor de REE después de su depositación (Kawabe *et al.*, 1991; Webb y Kamber, 2000; Shields y Stille, 2001; Nothdurft *et al.*, 2004). Las calizas de la Formación Mural muestran dos tipos de modelos ($\text{REE} + \text{Y}$), el modelo de enriquecimiento por agua carbonatada y el modelo de enriquecimiento por influencia terrígena. Los Miembros LC y CLE muestran parámetros de enriquecimiento por agua carbonatada ($\text{REE} + \text{Y}$ con proporción de $(\text{Dy/Yb})_N$, similares al comportamiento de aguas de mar modernas, mientras que los Miembros CLC, TS y MQ están dominados por el modelo de enriquecimiento por influencia terrígena.

Las muestras representativas con los modelos de enriquecimiento por aguas carbonatadas son comparadas con calizas de un régimen idéntico a los parámetros de (REE) y a condiciones similares de aguas modernas (Fig. 4.18; **DCS** = Sedimentos Carbonatados del Devónico Superior, Nothdurft *et al.*, 2004; **PL** = Caliza del Pérmico, Kawabe *et al.*, 1991; **ACL** = Caliza del Albiano-Cenomaniano, Bellanca *et al.*, 1997; **HRM** = Arrecifes y microbialita del Holoceno; Webb y Kamber, 2000).

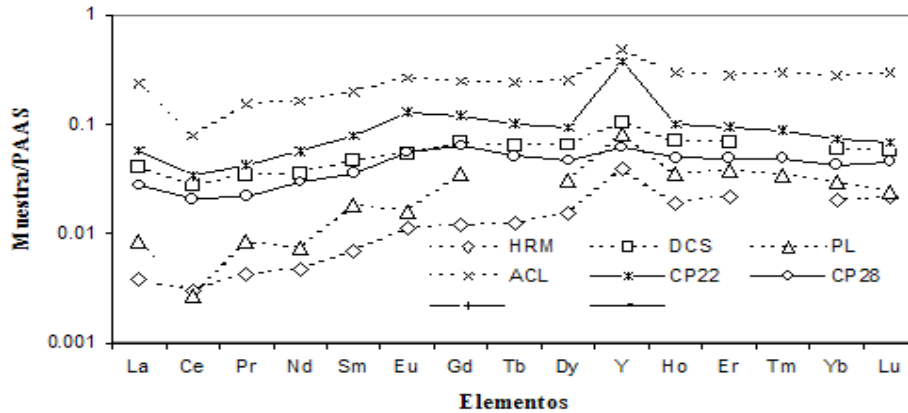


Figura: 4.18. Diagrama comparativo de modelos de enriquecimiento por aguas carbonatadas comparadas con calizas de un régimen idéntico a los parámetros de (REE) y a condiciones similares de aguas modernas.

Igualmente, las muestras representativas con los modelos de enriquecimiento de aguas por influencia terrígena son comparadas con los parámetros de incremento de (LREE) (Fig. 4.19; **DCRF** = Arrecife del margen costero en el Devónico Superior, Nothdurft *et al.*, 2004; **MAL** = Caliza del Maastrichtiano, Madhavaraju y Ramasamy, 1999; **ML** = Caliza de Mioceno, Armstrong-Altrin *et al.*, 2003).

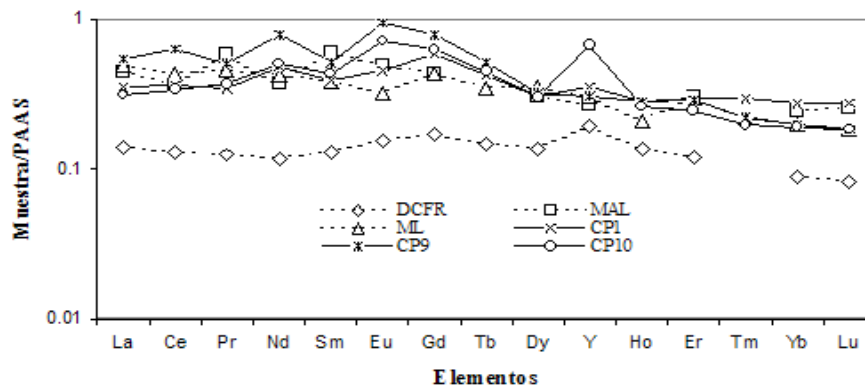


Figura: 4.19- Diagrama comparativo de modelos de enriquecimiento por aguas con influencia terrígena comparadas con calizas de un régimen idéntico a los parámetros de (LREE) y a condiciones similares de aguas modernas.

Las calizas de los Miembros LC y CLE exhiben distintos modelos de enriquecimiento por influencia carbonatada en los modelos de REE + Y con el enriquecimiento mínimo de HREE y parámetros relativos de LREE, por lo que se establece que las captaciones de REE se concentra en la calcita al formarse en el agua de mar. Los parámetros de REE + Y de estas calizas son similares a los sedimentos carbonatados del Devónico Superior, Caliza del Pérmico, Caliza del Albiano-Cenomaniano y Arrecifes y microbiolita del Holoceno.

El presente estudio, indica que las calizas de los Miembros LC y CLE de la Formación Mural pueden retener su parámetros de RRE originales. El factor importante en la preservación de agua de mar es el modelo de REE + Y en las calizas antiguas, para poder separar los materiales carbonatos con los materiales detríticos, marinos o fosfatos autogénicos diagenéticos (Rasmussen *et al.*, 1998) u/o incrustaciones de ferromagnesianos (Reitner, 1993). Las inclusiones de materiales terrígenos en los carbonatos como contaminante, encubre la firma de agua de mar original debido a su alta concentración de RRE. Las muestras de caliza del Miembro LC está generalmente compuesta por cantidades mínimas o nulas de contaminantes por lo que exhiben diferentes modelos de enriquecimiento por influencia carbonatada de REE+Y con contenidos bajos de REE; considerando que los depósitos de las calizas de los Miembros CLC, TS y MQ muestran modelos de REE + Y típicos de ambientes con enriquecimiento por influencia terrígena con cantidades altas de REE. Las calizas del Miembro CLE muestran contenidos altos de REE debido a una influencia deltáica-fluvial; por lo que estos miembros representan dos modelos diferentes de REE. Proponiendo que las concentraciones de REE indican ambientes costeros/estuarios y no a la presencia de mares abiertos Las calizas antiguas con mínimas cantidades de materiales terrígenos depositados en ambientes marinos abiertos ayudan a entender los parámetros de REE en mares antiguos someros sirviendo como indicadores reales del ambiente original del agua de mar.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSIONES GENERALES

En la sección Cerro Pimas (CP), se establecen seis miembros de la Formación Mural (CLC, TS, LC, CLP, CLE y MQ), mostrando de manera ascendente, los cambios de facies carbonatadas en un ambiente de plataforma somera (Figura 2.11), afirmando los dos últimos eventos transgresivo-regresivo ocurridos en la cuenca Bisbee durante el Aptiano tardío hasta el Albiano temprano establecidos por González-León (1994), considerando el segundo evento transgresivo regresivo desde el miembro (CLC - LC) y el tercer evento y último que dio la pauta a la depositación de La Formación Cintura desde (CLP - MQ).

En la clasificación de grainstone y boundstone se han encontrado pequeñas evidencias de lutitas y limolitas, considerando que el wackestone y packstone contienen alguna cantidad de contaminación por sedimentos clásticos, González-León *et al.* (2007). La mayoría de las calizas de la Formación Mural muestran valores bajos de Th, Sc y Zr y proporciones de Y/Ho supercondrita, por lo que se sugiere que estas muestras pueden retener sus propiedades geoquímicas originales.

Las proporciones de La_N/Sm_N en las calizas están en un rango de 0.58 a 1.06 similar al agua de mar moderna, considerando que sus proporciones de La_N/Yb_N son comparativamente superiores al agua de mar moderna. El aumento en la proporción de La_N/Yb_N , se debe a que estas calizas fueron principalmente depositadas en ambientes marinos poco profundos (Monreal, 1995), donde la distribución de REE era controlada por la influencia continental (materiales terrígenos)

Las anomalías de Ce son inversamente correlacionadas con los contenidos de $CaCO_3$ ($r = -0.48$), sugiriendo que los valores de Ce/Ce^* no se relacionan a la oxigenación de agua profundas. Por lo que se afirma que las calizas de la Formación Mural fueron depositadas en ambientes marinos someros establecidos por González-León *et al.* (2007).

En este estudio, el grainstone y boundstone están generalmente exentos de materiales detríticos finos, considerando que el wackestone y packstone contienen alguna cantidad micrítica. La correlación pobre observada entre Al y la declinación de LREE parece ser debida a la heterogeneidad de la muestra. Las concentraciones de Th están bien correlacionadas con los contenidos de Al ($r = 0.71$, $n = 20$). Indicando mayores concentraciones de Al y Th en los Miembros TS, CLC y parte inferior del Miembro CLE, mostrando posiblemente factores de influencia terrígena (Jacques-Ayala, 1992).

Las calizas de la Formación Mural muestran dos tipos de modelos (REE+Y), el modelo de enriquecimiento por agua carbonatada y el modelo de enriquecimiento por influencia terrígena. Los Miembros LC y CLE muestran parámetros de enriquecimiento por agua carbonatada (REE + Y con proporción de $(Dy/Yb)_N$) similares al comportamiento de aguas de mar modernas, mientras que los Miembros CLC, TS y MQ están dominados por el modelo de enriquecimiento por influencia terrígena.

Las calizas del Miembro CLE muestran contenidos altos de REE debido a una influencia deltáica-fluvial; por lo que estos miembros representan dos modelos diferentes de REE. Proponiendo que las concentraciones de REE indican ambientes costeros/estuarios y no ha la presencia de mares abiertos (González-León, 1994).

5.1.- CONCLUSIONES

Las asociaciones de facies reconocidas a consecuencia del análisis petrográfico corresponden a paleoambientes marinos someros de naturaleza mixta carbonatado-siliciclástico, posiblemente por influencia deltáica o fluvial, presentes en la parte superior del miembro CLC, MQ y TS. El parámetro representado por la Formación Mural ha sido determinadó desde ambientes submareales generalmente someros, hasta la zona de corales afectados ocasionalmente por tormentas de aire, a ambientes submareales mucho más someros, bajo el efecto del oleaje y mareas.

No existen evidencias, al menos en la sección Cerro Pimas del desarrollo de facies más profundas, correspondientes a ambiente de talud o cuenca marina profunda. Si bien predominan litofacies de ambientes carbonatados (donde el contenido de material siliciclástico fue muy subordinado), en ocasiones se determinan importantes aporte de material siliciclástico, lo que generó en ciertos intervalos el desarrollo de facies mixtas. Depósitos perimareales, con evidencias recurrentes de exposición subárea, condiciones marinas restringidas, desarrollo de laminaciones algáceas en el Miembro LC y CLE., las cantidades de materiales clásticos en estos miembros no cambiaron las condiciones de depositación de carbonatos, ya que se piensa que dicho afluente terrígeno es debido a factores eólicos en estos dos miembros.

Las muestras de calizas del presente estudio exhiben algunas variaciones en La_N/Yb_N y proporciones de La_N/Sm_N . Estas variaciones son compatibles con la fracción mínima de REE a través del mecanismo de adsorción o variación temporal de la composición de agua de mar. Anexo a esto, el estudio geoquímico de La_N/Sm_N contra los esquemas de La_N/Yb_N , las concentraciones de Mn, Sr y proporciones de Mn/Sr, además la correlación positiva entre Eu y los elementos inmóviles como Y y Th ($r = 0.58$; respectivamente) determinan que las calizas en la sección cerro Pimas de la Formación Mural no presentaron intensa actividad diagenética.

En general las calizas de la sección CP muestran variaciones grandes en las anomalías de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.84$ a 1.67). La mayoría de estas calizas están caracterizadas por anomalías típicas de Eu positivo. De todas las condiciones posibles de anomalías de Eu positivo (soluciones hidrotermales, intensa actividad diagenética y contenido de plagioclasa) no se reportan en el área de estudio, por lo que las anomalías positivas de Eu observadas podría ser debido a inclusión eólica.

Los valores de (Ce/Ce^*) no son correlacionables con Al, Th y Zr ($r = 0.42$; 0.37 ; 0.34 ; respectivamente), pero los valores de Ce son positivamente correlacionables con Al, Th y Zr ($r = 0.50$, 0.54 , 0.44 , respectivamente). Tal correlación moderada de Ce y Ce/Ce^* con Al, Th y Zr sugiere que otros factores además de fluviales, posiblemente eólicos.

Una comparación de valores de Ce/Ce^* con las concentraciones de Fe indican que hay correlación moderada ($r = 0.52$), entre estas calizas. De las variaciones observadas en los contenidos y en las anomalías de Ce en las calizas de la Formación Mural, se puede percibir que existe una mezcla de diferentes porciones de componentes del sedimento (dominantemente biogénicos y etapas autogénicas), determinando que las anomalías de Ce enriquecidas por influencia carbonatada y materiales detríticos (principalmente aluminosilicatos), fueron incorporados por coloides de Fe por la entrada de ríos o deltas.

Las calizas de los diferentes miembros de la Formación Mural muestran grandes variaciones en los contenidos de Zr (0.61 a 42.12 ppm). Algunas muestras de caliza de los Miembros CLC, LC, CLP y MQ muestran mínimas concentraciones de Zr, considerando que, la mayoría de las muestras del Miembro TS y una muestra de cada uno de los Miembros CLC y CLE exhiben concentraciones altas de Zr. De este supuesto se determina que el Miembro TS, parte inferior de CLC y la parte superior CLE han sido afectadas por contaminación de lutitas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ali, M.Y. (1995). Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia: Constraints from Cathodoluminescence, geochemistry and isotope studies. *Sedimentary Geology*, v. 99, pp. 191-214.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., Madhavaraju, J., Lee, Y.I., Ramasamy, S., 2003, Geochemistry of Late Miocene Kudankulam Limestones, South India: *International Geology Review*, 45, 16-26.
- Banner, J. L., Hanson, G.N., Meyers, W.J., 1988. Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): implications for REE mobility during carbonate diagenesis. *Journals of Sedimentary Petrology* 58, 415-432.
- Baron-Szabo, R. C., González-León, C. M., 2003. Late Aptian–early Albian corals from the Mural Limestone of the Bisbee Group, (Tuape and Cerro de Oro areas), Sonora, Mexico. In: Scott, R. W. (Ed.), *Cretaceous Stratigraphy and Paleocology, Texas and Mexico: Perkins Memorial Volume*. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Foundation Special Publications in Geology 1, pp. 187-225.
- Bathurst, R.G.C. (1975). Carbonate sediments and their diagenesis. *In: Developments in sedimentology*, No. 12, Elsevier, Amsterdam, 2nd, Ed.
- Bau, M., 1991. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of oxidation state of europium. *Chemical Geology* 93, 219-230.
- Bau, M., 1996. Controls on fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 123, 323-333.

- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman iron formation, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* 79, 37-55.
- Bau, M., Dulski, P., Moller, P., 1995. Yttrium and holmium in South Pacific seawater: vertical distribution and possible fractionation behaviour. *Chemie der Erde* 55-15.
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein, J. R., 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crust and seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1709-1725.
- Bellanca, A., Msetti, D., Neri, R., 1997. Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Abian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes. *Chemical Geology*, 141, 141-152.
- Bilodeau, W.L., 1982. Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southeastern Arizona. *Geology* 10, 466-470.
- Bilodeau, W. L., 1986. The Mesozoic Mogollon highlands, Arizona: an Early Cretaceous rift shoulder. *Journals of Geology* 94, 724-735.
- Bilodeau, W. L., Keith, S. B., 1986. Lower Jurassic Navajo-Azteca-equivalent sandstone in southern Arizona and their paleogeographic significance. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 70, 690-701.
- Brand, U and Veizer, J. (1980). Chemical diagenesis of a multi component carbonate system: Trace elements, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, pp. 1219-1236.
- Byrne, R. H., Liu, X., Schijf, J., 1996. The influence of phosphate coprecipitation on rare earth elements distributions in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3341-3346.

- Chafetz, H.S., Imperito-Tetzlaff, A.A. and Zhang, J. (1999). Stable-isotope and elemental trends in Pleistocene Sabkha dolomites: descending meteoric water vs. Sulfate reduction. *Journal of Sedimentary Research*, v. 69 (1), pp. 256-266.
- Coney, P. J., 1979. Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. In: Smith, R. B., Eaton, G.P., (Eds.) *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera*. Geological Society of American Memoir 152, 33-50.
- Condie, K.C., 1991, Another look at rare earth elements in shales: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2527-2531.
- De Baar H. J. W., Bacon M. P., Brewer P. G., and Bruland K. W. 1985. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans. *Geochimica et Cosmochim. Acta* 49, 1943–1959.
- De Baar H. J. W., German, C. G., Elderfield, H., van Gaans, P., 1988. Rare earth elements distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochimica et Cosmochim. Acta* 52, 1203-1219.
- De Baar H. J. W., Schijf, J., Byrne, R. H., 1991. Solution chemistry of the rare earth elements in seawater. *European Journal of Solid State Inorganic Chemistry* 28,357-373.
- Dickinson, W. R., Klute, M.A., Swift, P.A., 1986. The Bisbee Basin and its bearing on late Mesozoic paleogeographic and paleotectonic relations between the Cordilleran and Caribbean regions. In: Abbott, P.L. (Ed.), *Cretaceous Stratigraphy, Western North America*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section Book 46, 51-62.
- Dickinson, W. R., 1989. Cretaceous strata of southern Arizona. In: Jenney, J.P., Reynolds, S.J. (Eds.), *Geologic Evolution of Arizona*. Arizona Geological Society, Digest. 17, 447-462.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America, Bulletin* 113, 1142- 1160.

- Ditchfield, P.W., Marshall, J.D., Pirrie, D., 1994, High latitude palaeotemperature variations: New data from the Thithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107(1-2), 79-101.
- Double, E. T., 1902. Notes on the Geology of southeastern Arizona. *American Institute of Mining Engineer Transaction*, v 31, 696-715.
- Dott, R. H. Jr., (1964). Wake, graywacke and matrix – what approach to immature sandstone classification? *Jour. Sed. Petrol.* V.34, pp. 625-632.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 108-121.
- Elderfield, H, Greaves, M.J., 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature* 296, 214-219.
- Elderfield, H., 1988. The oceanic chemistry of rare earth elements. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 325, 105–126.
- Elderfield, H., Upstill-Goddard, R., Sholkovitz, E. R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochim. Acta* 54, 971-991.
- Fluegel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application*. New York, Springer-Verlag.
- Folk, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 1-38.
- Folk, R.L. (1962). Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W.E., ed., *Classification of Carbonate Rocks-A Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1, pp. 62-84.

- German, C. R., Elderfield, H. 1989. Rare earth elements in Saanich Inlet, British Columbia, a seasonally anoxic basin. *Geochimica et Cosmochim. Acta* 53, 2561-2571.
- German, C. R., Elderfield, H. 1990. Application of Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography* 5, 823-833.
- German, C. R., Holliday, B. P., Elderfield, H. 1993. A geochemical study of metalliferous sediment from the TAG hydrothermal mound, 26° 08' N, Mid-Atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research* 98, 9683-9692.
- Giles, H. L., Hurley, P. W., Webster, H. W. M., 1995. Simple approach to the analysis of oxides, silicates and carbonates using x-ray fluorescence spectrometry. *X-ray Spectrometry* 24, 205-218.
- Gómez F. J. 2003. Sedimentológica y paleoambientes de la Formación La Laja (Cambrico), Quebrada la Laja, Sierra Chica de Zonda, San Juan, Argentina. *Rev. Geológica de Chile* 33, 19-46
- Gómez F., J. Astini, R., A. 2005. Cianobacterias renalciformes en el Cámbrico Medio de Precordilleras argentinas: morfología, posición estratigráfica y significado paleoambiental. *Rev. Geológica de Chile* 42, 1-18
- González-León, C. M., 1978. Geología del área Arizpe, Sonora centroseptentrional. BS thesis, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, 71 pp. (Unpublished).
- González-León, C. M., Jacques-Ayala, C., 1990. Paleogeografía del Cretácico Inferior en Sonora. In: Meiburg, P. (Ed.), *Contribuciones al Cretácico de México y America Central*. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Actas 4, 125e152.
- González-León, C. M., Roldán-Quintana, J. 1991. Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas. *Geological Society of America, Special Paper* 301, 49-57.

- González-León, C. M., 1994. Early Cretaceous tectono-sedimentary evolution of the southwestern margin of the Bisbee Basin. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 11, 139-146.
- González-León, C. M., Lucas, S.G., 1995. Stratigraphy and paleontology of the Early Cretaceous Cerro de Oro Formation, central Sonora. In: Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (Eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas*. Geological Society of America, Special Paper 301, 41-47.
- González-León, C. M., Scott, R. W., Loser, H., Lawton, T.F., Robert, E., Valencia, V. A., Upper Aptian-Lower Albian Mural Formation: Stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran Shelf, northern Mexico. *Cretaceous Research* (2007), doi:10.1016/j.cretes.2007.06.001.
- Grandjean, P., Cappetta, H., Michard, A., Albarede, F., 1987. The assessment of REE patterns and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios in fish remains. *Earth and Planetary Science Letter* 84, 181-196
- Grandjean, P., Cappetta, H., and Albarede, F., 1988. The REE and End of 40-70 Ma old fish debris from the West African platform. *Geophysical Research Letter* 15, 389-392.
- Greaves, M. J., Elderfield, H., Sholkovitz, E. R. 1999. Aeolian source of rare earth elements to the Western Pacific Oceanic. *Marine Chemistry*, 68, 31-38
- Grocke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J., Baraboshkin, E., 2003, Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 202(1-2), 97-118.
- Gromet, L. P., Dymek, R. L., 1984. The North American shale composite: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Have, T.T. and Heijnen, W. (1985). Cathodoluminescence activation and zonation in carbonate rocks: an experimental approach. *Geol. Mij.*, v. 64, pp. 456-465.

- Herrera, U. S., Pérez, R. O., Segura, E., 1990. Facies de metamorfismo en las secuencias de las Inmediaciones del Poblado de Estación Llano, Sonora. Bol. Depto. Geol. UNI-SON, Vol. 7, No. 1 y 2, p. 7-28.
- Hesselbo, S.P., Meister, C., Grocke, D.r., 2000, A potential global stratotype for the Sinemurian-Pliensbachian boundary (Lower Jurassic), Robin Hood's Bay, UK: ammonite faunas and isotope stratigraphy: Geological Magazine, 137(6), 601-607.
- Hogdahl, O. T., Bowen, B.T., Melson, S., 1968. Neutron activation analysis of lanthanide elements in seawater. Advance Chemical series 73, 308-325.
- Holser W. T., 1997. Evaluation of the application of rare earth elements to paleoceanography. Paleoceanography Paleoclimatology Paleoecology 132, 309 323.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (I.N.E.G.I.), 1997. Anuario Estadístico del Estado de Sonora.
- Jacques-Ayala, C., 1989. Arroyo Sásabe Formation (Aptian-Albian), northwestern Sonora, Mexico, marginal marine sedimentation in the Sonora back-arc basin. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 8, 171-178.
- Jacques-Ayala, C., 1992. The Lower Cretaceous Glance Conglomerate and Morita Formation of the Sierra El Chanate, Northwestern Sonora. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 10, 37-43.
- Jacques-Ayala, C., 1995. Paleogeography and provenance of the Lower Cretaceous Bisbee Group in the Caborca Santa Ana area, northwestern Sonora. In: Jacques- Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (Eds.), Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas. Geological Society of America, Special Paper 301, 79-98.
- Jacobsen, S.B., Kaufman, A.J., 1999, The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater: Chemical Geology, 161(1-3), 37-57.

- Jarvis, K. E., 1998. Inductively Coupled Plasma mass spectrometry: A new technique for the rapid or ultra-trace level determination of the rare earth elements in geological materials. *Geological Society of American Bulletin* 87, 725-737.
- Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Grocke, D.R., Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N., 2002, Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for paleoceanography: *Journal of the Geological Society of London*, 159(4), 351-378.
- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P., 1994, Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous Seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(14), 3061-3074.
- Kamber, B. S., Webb, G. E., 2001. The geochemistry of late Archean microbial carbonate. Implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2509-2525.
- Kaufman, A.J., Knoll, A.H., Awramik, S.M., 1992, Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, northwestern Canada, as a test case: *Geology*, 20(2), 181-185.
- Kawabe, I., Kitahara, Y. and Natio, K. 1991. Non-chondritic yttrium/holmium ratio and lanthanide tetrad effect observed in pre-Cenozoic limestone: *Geochemical Journals*, 25, 31-44.
- Kluth, C.F., Butler, R.F., Harding, L.E., Shafiqullah, M., Damon, P.E., 1982. Paleomagnetism of Late Jurassic rocks in the northern Canelo Hills, southeastern Arizona. *Journal of Geophysical Research* 87 (B8), 7079-7086.
- Lawton, T. F., González-León, C. M., Lucas, S. G., Scott, R. W., 2004. Stratigraphy and sedimentology of the upper Aptian-upper Albian Mural Limestone (Bisbee Group) in northern Sonora, Mexico. *Cretaceous Research* 25, 43-60.
- Lawton, T. F., McMillan, N. J., 1999. Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology* 27, 779-782.

- Liu, Y. G., Miah, M. R.U., Schmitt, R. A., 1998. Cerium: a chemical trace for paleoceanic redox conditions. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 52, 1361-1371.
- Lucas, S. G., Zeigler, K. E., Lawton, T. F., Filkron, H. F., 2001. Late Jurassic invertebrate fossils from the Little Hatchet Mountains, southwestern New Mexico. *New Mexico Geology* 23, 16-20.
- MacRae, N. D., Nesbitt, H. W., Kronberg, B. I., 1992. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 109, 585-591.
- McKee, M.B., Anderson, T.H., 1998. Mass-gravity deposits and structures in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico. *Geological Society of America, Bulletin* 110, 1516-1529.
- Madhavaraju, J., Ramasamy, S. 1999. Rare earth elements in limestones of Kallankurichchi Formation of Ariyalur Group, Tiruchirapalli Cretaceous, Tamil Nadu. *Journal of the Geological Society of India* 54, 291-301.
- McKay, J.L., Longstaffe, F.J. Plink, A.G. (1995). Early diagenesis and its relationship to depositional environment and relative sea level fluctuations (Upper Cretaceous Marshybank Formation, Alberta and British Columbia).
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In *Geochemistry and Mineralogy of Rare earth elements*, Lipinand, B.R., McKay, G.A. (Eds), Mineralogical Society of America, *Review of Mineralogy* 2, 169-200.
- Michard, A., Albarede, F., Michard, G., Minister, J. F., Charlow, J. L., 1983. Rare earth elements and uranium in high temperature solutions from East-Pacific rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature* 303, 795-797.
- Monreal, R., 1995. Las Facies Marinas (Aptiano Albiano) del Grupo Bisbee y crono relativas en Sonora. *Bol. Dpto. Geol. UNISON* Vol. 12 No. 1 p. 65-78.

- Monreal, R., Longoria, J.F., 2000. Stratigraphy and structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora (northwest Mexico) and its relationship to the Gulf Coast succession. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 39 (4), 309e322.
- Morales, M. M., 1984. Bosquejo Geológico del Cuadrángulo Imuris-Estación Llano, Bol. Depto. Geol. Univ. Sonora, V.1, p. 25-36.
- Murray, R.W., Ten Brink, M.R.B., Gerlach, D.C., Russ III, G.P., Jones, D.L., 1991a. Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 1875-1895.
- Murray, R.W., Ten Brink, M.R.B., Brumsack, H.J., Gerlach, D.C., Russ III, G.P., 1991b. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behaviour of Ce/Ce*: Results from ODP Leg 127. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2453-2466.
- Murray, R.W., Buchholdts ten Brink, M.R., Gerlach, D.C., Russ, G.R. III., Jones, D.L., 1992. Interoceanic variation in the rare earth, major and trace element depositional chemistry of chert: Perspective gained from DSDP and ODP record. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1897-1913.
- Murray, R.W., Leinen, M., 1993. Chemical transport to the seafloor of the equatorial Pacific Ocean across a latitudinal transect at 135° W: tracking sedimentary major, trace and rare earth element fluxes at the Equator and the Intertropical Convergence Zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 4141-4163.
- Nath, B.N., Bau, M., Ramlingeswara Rao, B., Rao, Ch.M. 1997. Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 2375-2388.
- Nath, B.N., Roelandts, I., Sudhakar, M., Plueger, W.L. 1992. Rare earth element patterns of the Central Indian Basin sediments related to their lithology. *Geophysical Research Letters* 19, 1197-1200.

- Navarro F., J.C., 1989. Estratigrafía del Cretácico Inferior en el Area de Santa Ana, Sonora, México (Tesis Profesional). Ensenada, Universidad Autónoma de Baja California, 90 p.
- Nicolaides, S. (1995). Cementation of Oligo-Miocene non-tropical shelf limestones, Otway basin, Australia. *Sedimentary Geology*, v. 95, pp. 97-121.
- Norrish, K., Hutton, J.T., 1969, An accurate X-ray spectrographic method for analysis of a wide range of geological samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, 431-453.
- Nothdurft, L.D., Webb, G.E., Kamber, B.S. 2004. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: Confirmation of seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 263-283.
- Nourse J.A. 1995. Jurassic-Cretaceous Paleogeography of Magdalena Region, Northern Sonora, and its influence on the positioning of Tertiary Metamorphic Core Complex. *Geological Society of America Special Paper* 301.
- Nozaki, Y., Zhang, J., Amakawa, H. 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 329-340.
- Palmer, M.R., 1985. Rare earth elements in foraminifera tests. *Earth and Planetary Science Letters*, 73, 285-298.
- Palmer, M.R. 1985. Rare earth elements in foraminifera tests. *Earth and Planetary Science Letters*. 73, 285-304.
- Pérez, R.O., 1986. Coalcomana Ramosa (Boehm), Rudista (molusca-bilvalvia) del Albiano Temprano de la Región de Santa Ana, Univ. Sonora, Dept. Geol. Bol., V.3 (1), p.11-17.
- Picard, S., Lecuyer, C., Barrat, J.A., Garcia, J. P., Dromart, G., Sheppard, S. M. F., 2002. Rare earth element contents of Jurassic fish and reptile teeth and their potential relation to seawater composition (Anglo-Paris Basin, France and England). *Chemical Geology* 186, 1-16.

- Piepgas, D.J., Jacobsen, S.B., 1992. The behaviour of rare earth elements in seawater: precise determination of variations in the North Pacific water column. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1851-1862.
- Piper, D.Z. 1974. Rare earth elements in sedimentary cycles: A summary. *Chemical Geology*, 14, 285-304.
- Podlaha, O.G., Mutterlos, J., Veizer, J., 1998, Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from Jurassic/Early Cretaceous successions: *American Journal of Science*, 298(4), 324-347.
- Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalin, R.M., Mutterlose, J., 2000, Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous (late Ryazanian-mid-Hauterivian): *Journal of the Geological Society of London*, 157(2), 335-343.
- Price, G.D., Sellwood, B.W., 1997, Warm palaeotemperatures from high Late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau): Ecological, environmental or diagenetic controls?: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(3-4), 315-327.
- Rangin, C., 1977. Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista 1, 1e4.
- Ransome, F.L., 1904. The geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle Arizona. U.S. Geological Survey, Professional Paper 21, 167.
- Rasmussen, B., Buick, R., Taylor, W.R., 1998. Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphate minerals. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 135-149
- Reitner, J., 1993. Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): Formation and concepts. *Facies* 29, 3-40.

- Reynard, B., Lecuyer, C., Grandjean, P., 1999. Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatite and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology* 155, 233-242.
- Rosales-Domínguez, M. C., Grajales-Nishimura, J. M., Sánchez-Ríos, M. A., Gómez-Luna, M. E., Dueñas, M. A., 1995. Biostratigraphy of the Lower Cretaceous Bisbee Group, Rancho Culantrillo area northeastern Sonora. In: Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (Eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and Adjacent Areas*. Geological Society of America, Special Paper 301, p. 49-57.
- Salas, G.A., 1968. *Areal Geology and Petrology of the Igneous Rocks of the Santa Ana Quadrangle, Sonora, México*: Master Thesis, Oklahoma University.
- Scott, R.W., 1987. Stratigraphy and correlation of the Cretaceous Mural Limestone, Arizona and Sonora. In: Dickinson, W.R., Klute, M.F. (Eds.), *Mesozoic rocks of Southern Arizona adjacent areas*. Arizona Geological Society Digest 18, 327-334.
- Scott, R. W., González-León, C. M., 1991. Paleontology and stratigraphy of Cretaceous rocks, Lampazos area, Sonora, Mexico. In: Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (Eds.), *Studies of Sonoran Geology*. Geological Society of America, Special Paper 254, 51-67.
- Shaw, H.F., Wasserburg, G.J., 1985. Sm-Nd in marine carbonates and phosphates: Implications for Nd isotopes in seawater and crustal ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 503-518.
- Shields, G., Stille, P., 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: An isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chemical Geology* 175, 29-48.
- Sholkovitz, E.R., 1990. Rare earth elements in marine sediments and geochemical standards. *Chemical Geology* 88, 333-347.

- Sholkovitz, E.R., 1992. Chemical evolution of rare earth elements: fractionation between colloidal and solution phases of filtered river water. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 77-84.
- Sholkovitz, E.R., Landing, W.M., Lewis, B.L., 1994. Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 1567-1579.
- Sverjensky, D. A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters* 67, 70-78.
- Taliaferro, N., L. 1933. An occurrence of Upper Cretaceous sediment in northern Sonora, Mexico: *Journals of Geology*, v. 41, p. 12-37.
- Tanaka, K., Miura, N., Asahara, Y., Kawabe, I. 2003. Rare earth element and strontium isotopic study of seamount-type limestones in Mesozoic accretionary complex of Chichibu Terrane, central Japan: Implications for incorporation process of seawater REE into limestones. *Geochemical Journal* 37, 163-180.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 349p.
- Toyoda, K., Nakamura, Y., Masuda, A., 1990. Rare earth elements of Pacific pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1093-1103.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*, Reeder, R.J. (Ed.), Mineralogical Society of America 11, pp.265-299.
- Villaseñor, A.B., González-León, C.M., Lawton, T.F. Aberhan, M., 2005. Upper Jurassic ammonites and bivalves from the Cucurpe Formation, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, 65-87.
- Viveros, M. A., 1965. Estudio Geológico de la Sierra de Cabullona, Mpio. de Agua Prieta, Estado de Sonora. Tesis Profesional. Universidad Nacional Autónoma México. p. 82.

- Wang, Y.L., Liu, Y.G., Schmitt, R.A. 1986. rare Earth element geochemistry of south Atlantic deep sea sediments: Ce anomaly change at 54 My. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1337-1355.
- Warzeski, E.R., 1983. Facies patterns and diagenesis of a Lower Cretaceous carbonate shelf: northeastern Sonora and southeastern Arizona. PhD thesis, State University New York, Binghamton, 401 pp.
- Webb, G.E., Kamber, B.S., 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: A new shallow seawater proxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1557-1565.
- Zhang, J., Nozaki, Y., 1996. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4631-4644.
- Zhang, Y.S., Amakawa, H., Nozaki, Y., 1994. The comparative behaviours of yttrium and lanthanides in the seawater of the North Pacific. *Geophysical Research Letters* 21, 2677-2680.

ANEXO

GLOSARIO

Aluvi3n: Sedimento no consolidado depositado por un r3o.

Ambiente de depositaci3n: Medio f3sico-qu3mico en el cual se acumularon los materiales.

Arco de isla: Cadena de islas volc3nicas generalmente localizadas a un centenar de kil3metros desde una fosa submarina donde se est3 produciendo subducci3n activa de una placa oce3nica debajo de otra.

Arco litoral: Arco formado por la erosi3n de las olas cuando excava en los lados opuestos de un frente de tierra.

Arco volc3nico: Monta3as formadas en parte por la actividad 3gnea asociada con la subducci3n de la lit3sfera oce3nica por debajo de un continente. Por ejemplo, Los Andes.

Arcosa: Arenisca rica en feldespatos.

Arenisca: Roca sedimentaria detr3tica compuesta de por lo menos 85% de granos de cuarzo m3s o menos redondeados de 1/16 mm a 2 mm de di3metro.

Brecha: Roca sedimentaria compuesta de fragmentos angulosos.

Cemento: Toda materia que liga entre s3 a los componentes presentes y determina la formaci3n de rocas sedimentarias compactas.

Cl3stico: Textura de las rocas sedimentarias que consiste en fragmentos (clastos) de la roca preexistente.

Compactaci3n: Tipo de litificaci3n en la cual el peso del material suprayacente comprime los sedimentos enterrados a mayor profundidad. Es m3s importante en las rocas sedimentarias de grano fino como la lutita.

Cuenca de drenaje: Superficie donde se recoge el agua drenada por una corriente de agua.

Delta: Acumulaci3n de sedimentos formados cuando una corriente de agua desemboca en un lago o en un oce3no.

Delta mareal: Estructura similar a un delta pero producida cuando una corriente mareal de movimiento rápido sale de una ensenada estrecha y se ralentiza, depositando su carga de sedimentos.

Diagénesis: Cambios físicos, químicos y biológicos que afectan al sedimento después de su depósito, durante y después de la litificación.

Dispersión: Dirección y distancia del transporte y sector o provincia geológica sobre la cual se han esparcido los materiales

Distribuidor: Corriente de agua que abandona el flujo principal.

Dureza: La resistencia de un mineral a la abrasión y al rayado.

Elementos mayoritarios: Convencionalmente, se considera como elemento mayoritario a aquel que se encuentra en concentraciones mayores al 1% en peso (>10000 ppm).

Elementos traza: Puede definirse como aquel que se presenta en concentraciones menores a 1% en peso (<10000 ppm).

Época: Unidad de la escala de tiempo geológico; es una subdivisión de un periodo.

Era: División principal en la escala de tiempo geológico; las eras se dividen en unidades más cortas denominadas periodos.

Estratificación: Estructura en la cual capas relativamente finas están inclinadas en ángulo, se forma por corrientes de agua o viento.

Estratigrafía: Es la ciencia de los estratos de rocas y la reconstrucción de la historia geológica de la Tierra. Relacionando la edad entre los estratos, la sucesión de capas, la correlación de estratos locales y globales, así como establecer el orden cronológico de las capas en una columna geológica.

Estratos: Capas paralelas de rocas sedimentarias.

Estuario: Entrante marino con forma de embudo que se formó cuando una elevación del nivel del mar o una subsidencia del terreno hizo que se inundara la desembocadura de un río.

Facies sedimentarias: Conjunto de rocas sedimentarias que se distinguen de otras por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles asociados. Hay facies descriptivas como litofacies o biofacies, y facies interpretativas como facies turbidíticas o facies deltáicas.

Feldespatos: Sílice-aluminato potásico, sódico o cálcico.

Intemperismo: Efecto total de los procesos que cooperan en el desgaste, alteración y desintegración de las rocas.

Litificación: los cambios o modificaciones a que han estado sometidos los sedimentos luego de ser depositados, y los cambios internos, físicos y químicos que sufrió la roca.

Lutita: Roca sedimentaria detrítica cuyos componentes tienen un diámetro inferior a 1/16 mm.

Margen continental: La porción del fondo oceánico adyacente a los continentes. Puede incluir la plataforma continental, el talud continental y el pie de talud.

Margen pasivo: Margen continental inactivo que se caracteriza por una acumulación potente de sedimentos y rocas sedimentarias no deformados.

Medio sedimentario: Parte de la superficie de la tierra donde operan los procesos sedimentarios responsables del transporte y depósito de los sedimentos, y que se diferencia física, química y biológicamente de las zonas adyacentes. Un medio sedimentario puede ser un lugar de erosión, no depósito o sedimentación, y estos tres pueden alternarse en el tiempo en el mismo medio sedimentario (ej. un delta).

Meteorización: Desintegración y descomposición de una roca en la superficie terrestre o próximo a ella.

Perfil del suelo: Sección vertical a través de un suelo que muestra su sucesión de horizontes y la roca madre subyacente.

Petrografía sedimentaria: Descripción y clasificación de rocas sedimentarias.

Procedencia: Determinación de las rocas que generaron la roca sedimentaria y el sector del cual provienen.

Rift: Región de la corteza terrestre a lo largo de la cual se está produciendo divergencia y extensión.

Roca: Mezcla consolidada de minerales.

Roca madre. El material sobre el cual se desarrolla el suelo.

Sedimento: Partículas no consolidadas creadas por la meteorización y la erosión de rocas, por precipitación química de soluciones acuosas o por secreciones de organismos, y transportadas por el agua, viento o los glaciares.

Sedimento terrígeno: Sedimentos del fondo marino derivados de la erosión y la meteorización terrestre.

Sedimentología: Es el estudio científico de la clasificación, origen e interpretación de los sedimentos y rocas sedimentarias. Estudia las propiedades físicas (texturas, estructuras, mineralogía), químicas y biológicas (fósiles) de las rocas sedimentarias y los procesos por los cuales éstas se generan. Estas propiedades son las que proveen las bases para interpretar paleoclima, paleogeografía y paleoecología.

Silicato: Cualquiera de los numerosos minerales que tienen el tetraedro silicio oxígeno como su estructura básica.

Suelo: Combinación de materia orgánica y mineral, agua y aire; soportando el crecimiento vegetal.

Toba Piroclástica: Textura de roca ígnea resultante de la consolidación de fragmentos individuales de roca que son expulsados durante una erupción volcánica.

Textura: El tamaño, la forma y la distribución de las partículas que colectivamente constituyen una roca.