

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 GENERALIDADES

El área de la Cuenca de Burgos abarca una porción amplia del noreste de México, en donde su límite septentrional se marca en la línea de frontera con los Estados Unidos, aunque sólo de manera política, ya que geológicamente la Cuenca de Burgos conforma la porción meridional de una cuenca regionalmente más extensa en el área noroccidental del Golfo de México denominada Embahiamiento Río Grande (Fig. 2.1), la que comprende también una parte del sur de los Estados Unidos (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

Dentro del marco estructural referido para el NE de México, la Cuenca de Burgos, de edad cenozoica, se bosqueja hacia el oriente de una serie de elementos paleogeográficos de edad mesozoica como son la Plataforma Burro - Picachos y el Arco de Tamaulipas, Cuenca de Sabinas, Isla de Coahuila, Cuenca Mesozoica del Centro de México y Plataforma Valles-San Luis Potosí (Fig. 2.1), elementos que se relacionan a una serie de altos y bajos relativos de basamento, los cuales controlaron la depositación mesozoica.

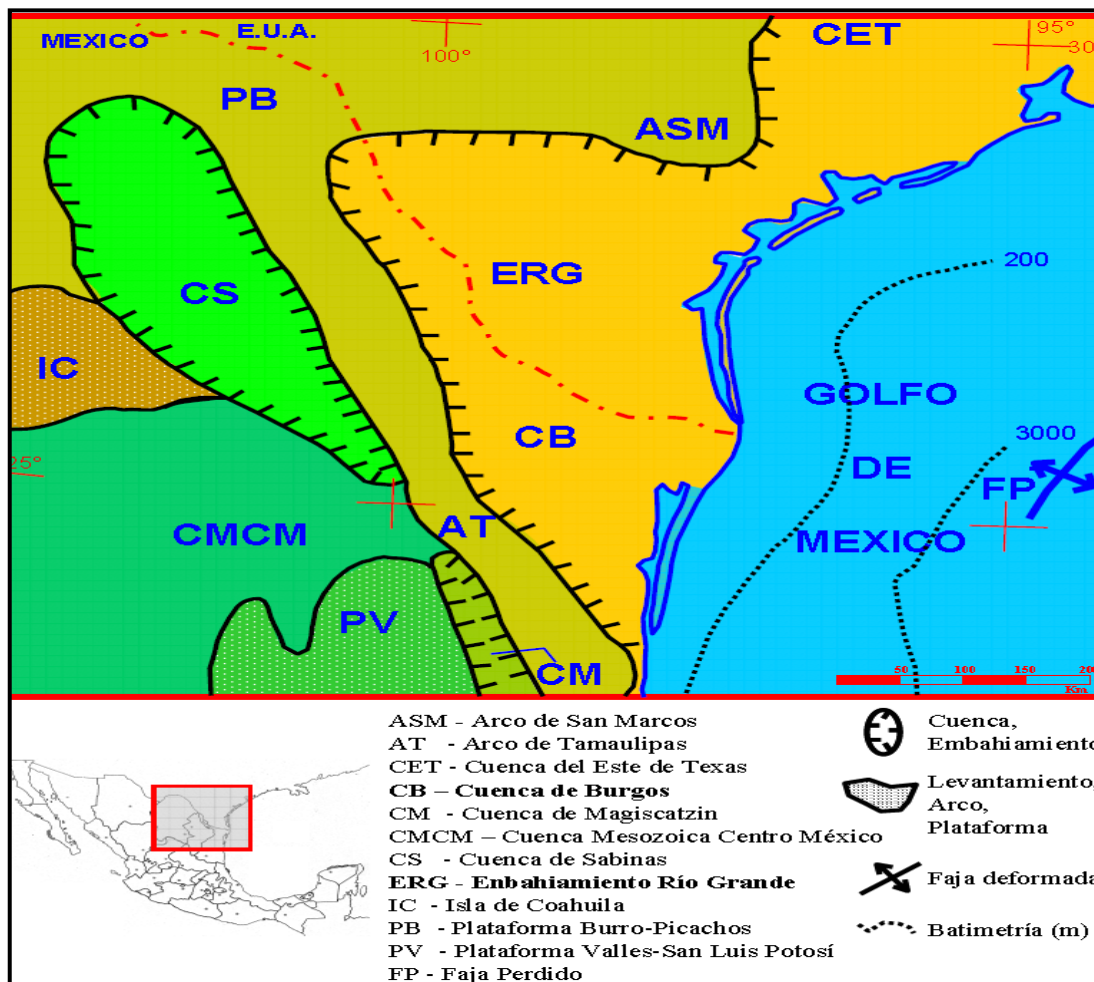


Fig.2.1 Localización de la Cuenca de Burgos y el Embahiamiento Río Grande dentro del contexto de los elementos estructurales de la porción noroccidental del Golfo de México (Tomado de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

Hacia el poniente y sur – poniente, el área de la cuenca se delimita con una línea imaginaria que se extiende siguiendo los afloramientos de rocas mesozoicas de las estribaciones orientales de las sierras de Picachos, San Carlos y de Tamaulipas, mientras que hacia el oriente, se extiende sobre la plataforma continental del Golfo de México y termina hacia la zona de talud (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). La geometría superficial del área de la Cuenca de Burgos corresponde en alto grado con la forma que describe la provincia fisiográfica en esta región. Es relativamente más amplia en la parte norte y se angosta de manera continua hacia el sur, hasta prácticamente desaparecer contra un alto morfológico.

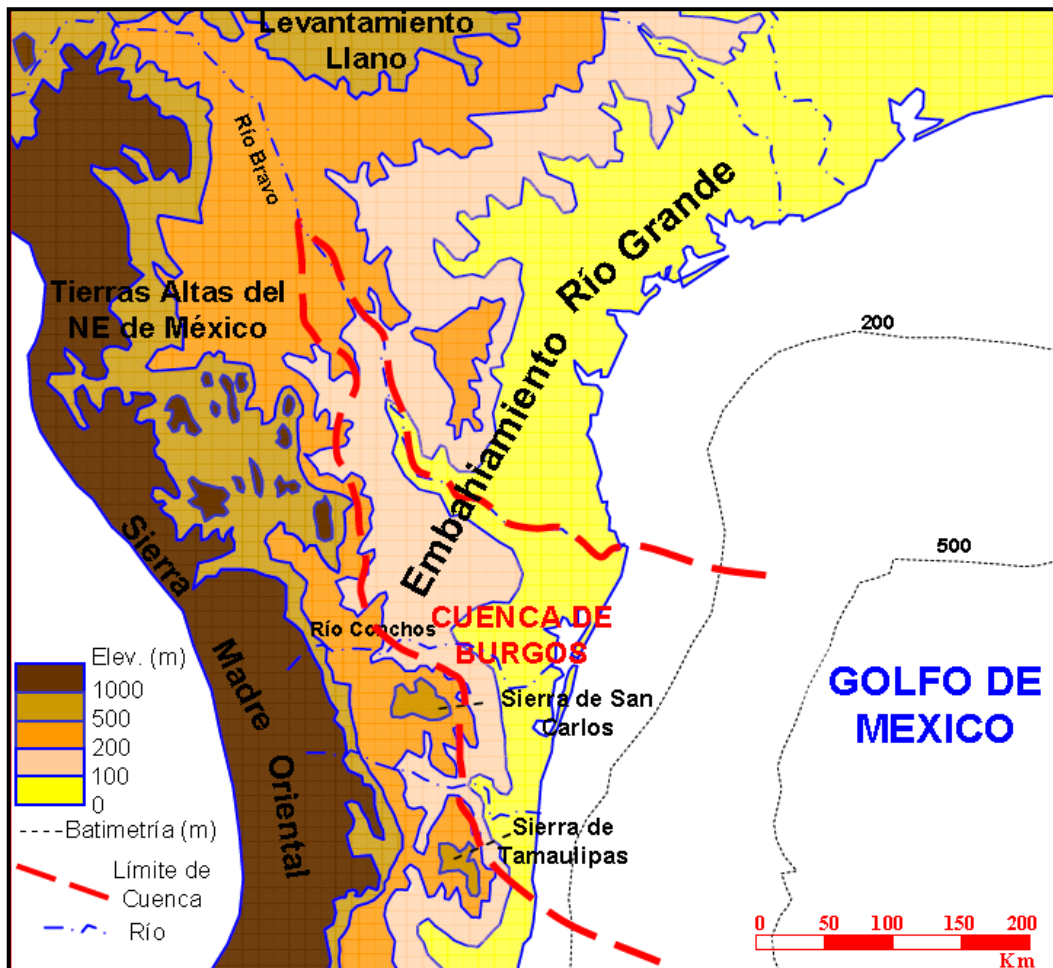


Fig.2.2. Ubicación de la Cuenca de Burgos dentro de la provincia fisiográfica Planicie Costera del Golfo (Tomado de Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006).

La Cuenca de Burgos se superpone y enmascara la continuidad o las variaciones que pudieron haber tenido los elementos mesozoicos hacia el oriente, el área del actual Golfo de México, la zona que se ha referido como Ancestral Golfo de México dentro del marco de referencia mesozoico, donde poco se conoce acerca de las características de la sedimentación mesozoica que allí tuvo lugar, así como del basamento sobre el cual se desarrolló (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). Generalizando, en función de los componentes mayores de una cuenca sedimentaria, basamento y cubierta sedimentaria, se puede decir que en el NE de México, en el área de la Cuenca de Burgos, se cuenta con una potente cubierta sedimentaria mesozoica - cenozoica, que en algunos lugares excede los 10,000 m de espesor, desarrollada sobre un basamento de tipo continental de carácter heterogéneo y de compleja estructuración.

2.2 MARCO TECTÓNICO

La Cuenca de Burgos estructural y estratigráficamente está relacionada con la Cuenca Cenozoica del Golfo de México, localmente constituye el flanco suroeste del embahamiento del Río Grande (Río Bravo). El origen de la Cuenca de Burgos y de los paleoelementos del Noreste de México, están asociados a la apertura del protogolfo de México en el Jurásico Medio (Fig. 2.3), como resultado de un marco distensivo (una etapa de ruptura “rift” acompañada de un fallamiento normal) que fue cambiando gradualmente la sedimentación de continental a marina (Lechos rojos-Evaporitas-Calizas - Calizas Arcillosas- Terrígenos), para dar inicio al desarrollo de plataformas carbonatadas (Best - Martínez y Monroy, 2008).

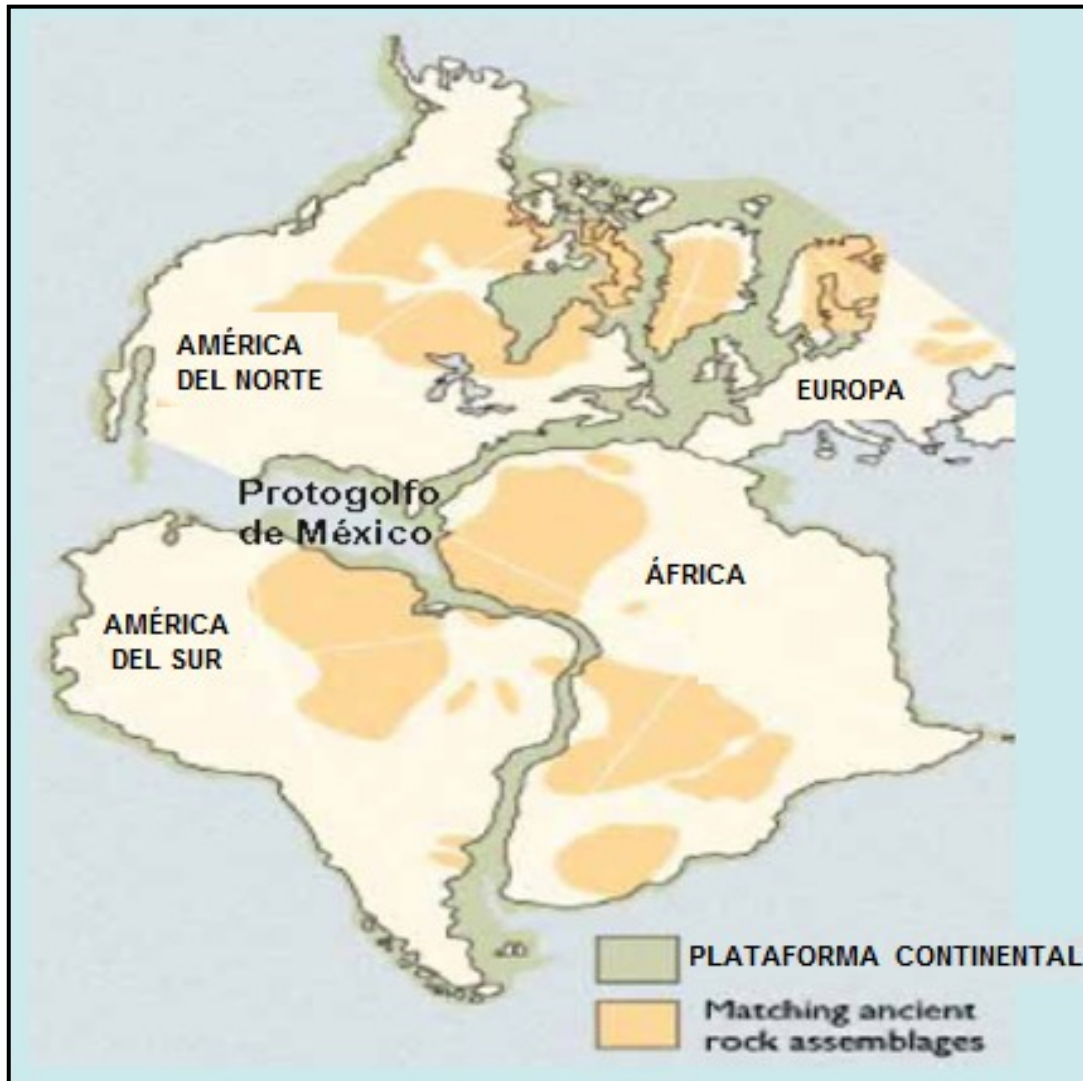


Fig. 2.3.- Diagrama de la Pangea y el Protogolfo de México en el Jurásico Medio - Tardío, (Tomado de García - Arias y Aguayo, 2006) .

Una etapa de estabilidad relativa durante el Cretácico Inferior y parte del superior provocó el máximo desarrollo de las plataformas carbonatadas, así como depósitos de carbonatos en las cuencas del Noroeste de México, que culmina a finales del Cretácico Superior; cuando son influenciadas por aporte de terrígenos producto de la erosión de los elementos levantados al oeste debido a las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide.

A fines del Cretácico y principios del Cenozoico, la Orogenia Laramide llega a su máximo desarrollo, poniendo fin a la depositación Cretácica, plegando y levantando los depósitos carbonatados de las plataformas marinas preexistentes, para dar forma a la Sierra Madre Oriental y al resurgimiento de la Península Burro - Picacho o también llamada Península de Tamaulipas, las cuales al ser expuestas a la erosión aportaron gran cantidad de sedimentos clásticos a la Cuenca de Burgos (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006). Este proceso de deformación se atribuye al choque y subducción de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana en el Océano Pacífico (Fig. 2.4).



Fig. 2.4.- Imagen que muestra el choque y subducción de la Placa de Cocos con la Placa de Norteamericana. (Tomado de internet, 2010).

Simultáneamente a los plegamientos, se originó un marcado hundimiento hacia el oriente iniciándose así, una franca regresión marina que dio lugar a la gran depositación Cenozoica, sin embargo, durante el Cenozoico hubo varios cambios del nivel del mar de variable magnitud, lo que implica la ocurrencia de transgresiones y regresiones de menor orden. Junto con los movimientos Orogénicos Laramídicos principales, ocurrieron otros eventos de menor importancia ocasionados por compactaciones diferenciales y reajustes de la propia cuenca, lo cual ocasionó suaves pulsaciones en los fondos marinos con las correspondientes fluctuaciones de la línea de costa (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

2.3 MARCO ESTRUCTURAL

Las formaciones Cenozoicas tienen un echado regional en dirección hacia al oriente, con deformaciones suaves formando terrazas estructurales y pequeños anticlinales orientados con rumbo NNW—SSE. La mayoría de las secuencias sedimentarias están cortadas por abundantes fallas de crecimiento, originadas durante la depositación de terrígenos, llegando a acumularse gruesos espesores de sedimentos, en los bloques caídos que al plegarse producen estructuras tipo rollover, que tienen gran importancia petrolera (Fig. 2.5). Estas estructuras se caracterizan por tener numerosos bloques afallados, que originan las condiciones estratigráficas - estructurales favorables para formar trampas estructurales y trampas mixtas (Best - Martínez y Monroy, 2008).

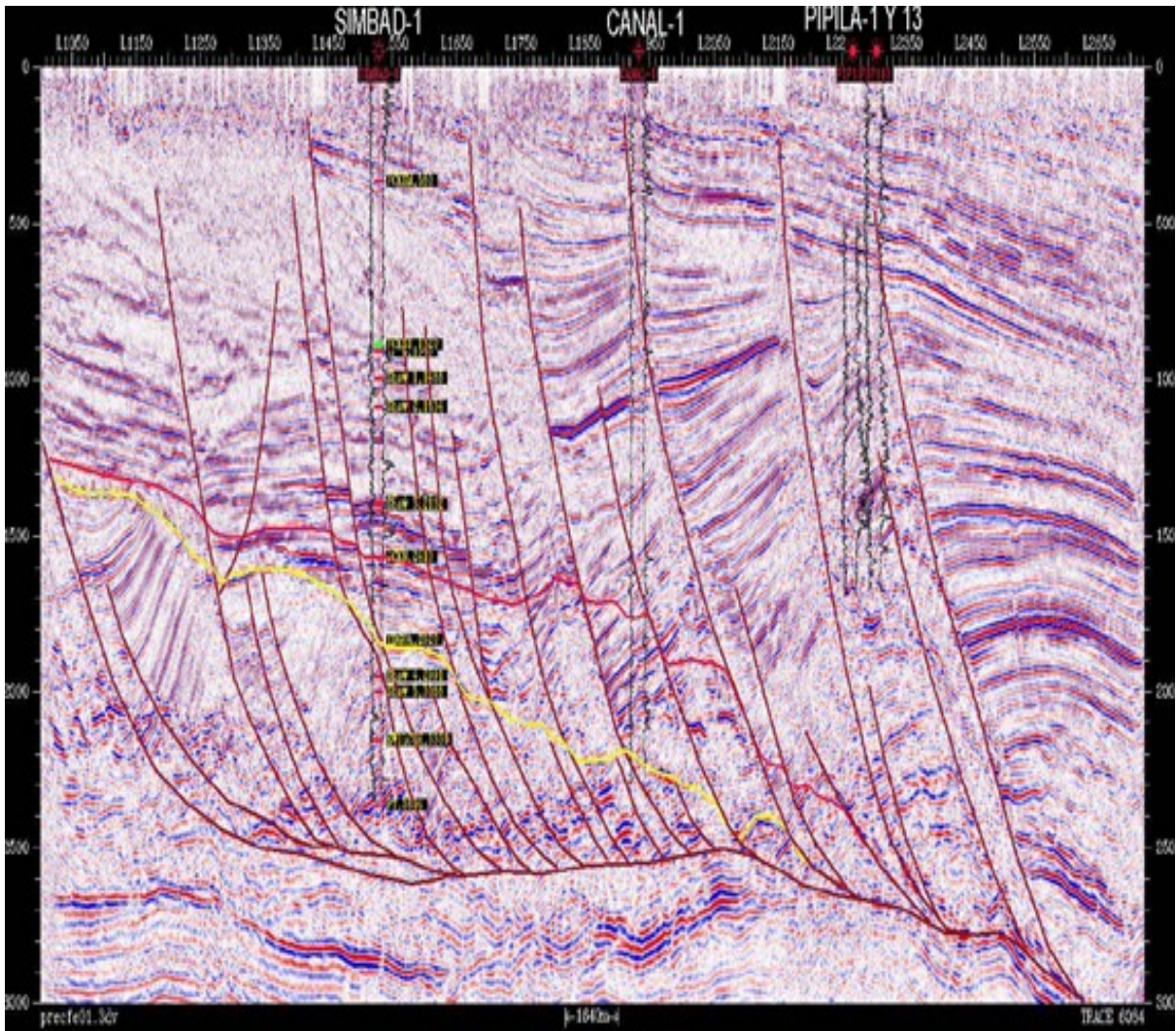


Figura 2.5.- Sección sísmica general de la Cuenca de Burgos mostrando la arquitectura regional, donde se observa el sistema lístrico con dirección franca al Este, así como la progradación de sedimentos en la misma dirección (Cubo Pípila) (Tomado de Oviedo - Lerma y Aguayo, 2007).

Las fallas de crecimiento tienen un alineamiento sinuoso con rumbo general norte - sur y un desarrollo en muchos casos de varios kilómetros de longitud. En conjunto, forman una serie de bloques subparalelos, con la caída del bloque de techo, en dirección de la actual Cuenca de México (Figura 2.6).

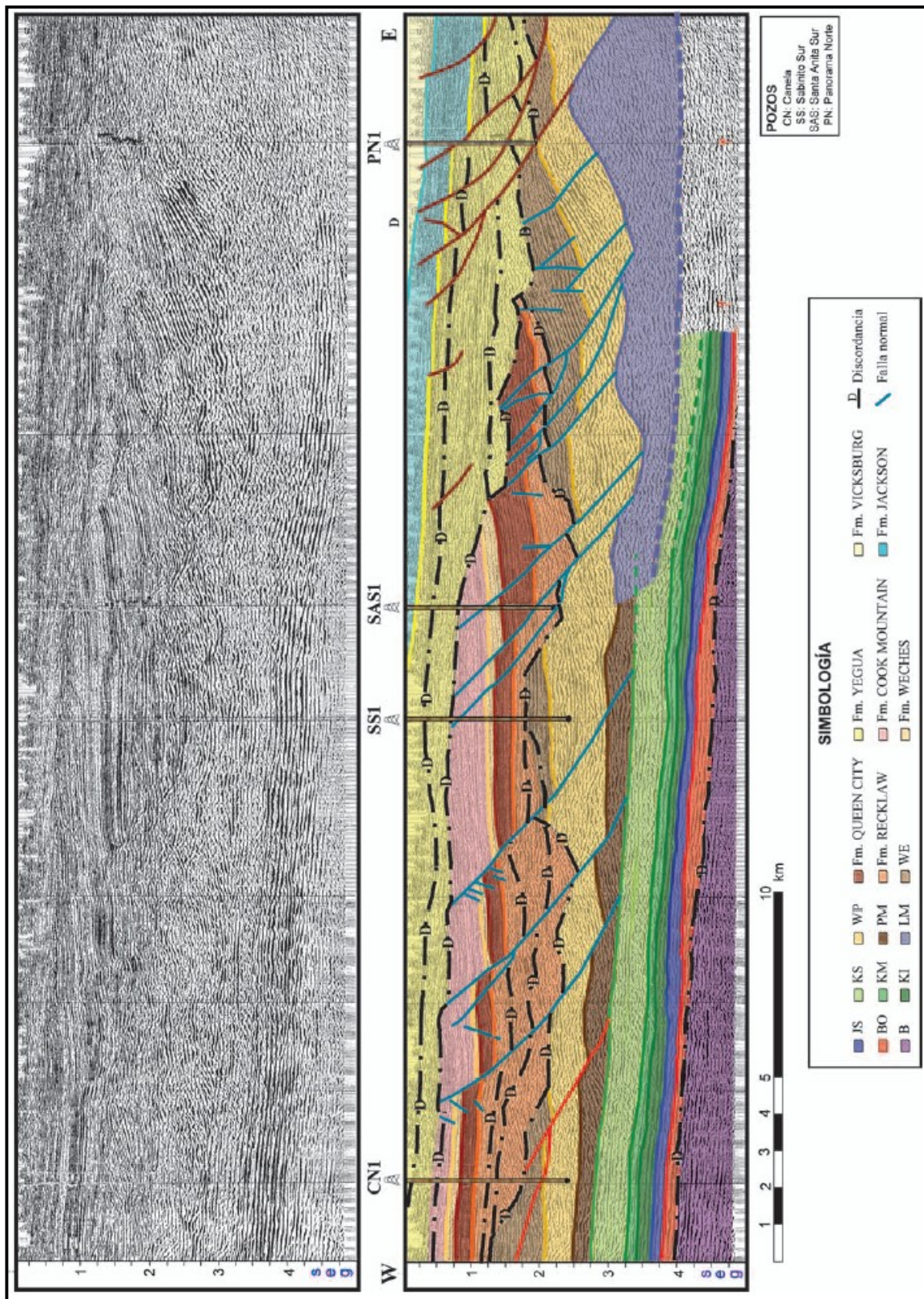


Fig. 2.6.- Interpretación geológica - estructural de la sección del área Arcabuz - Culebra. Los diferentes colores en que se representan las fallas indican la edad del fallamiento, naranja: Eoceno Temprano, azul: Eoceno Medio, café: Eoceno Tardío (Tomado de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

Este fallamiento se debe principalmente a la subsidencia, que permite reacomodar los sedimentos del subsuelo a lo largo de las líneas de debilidad (Best – Martínez y Monroy, 2008). Dichas fallas se manifiestan casi al mismo tiempo que se desarrolla la historia de sedimentación, en el lugar donde ocurre progradación, ambas condiciones guardan una estrecha relación, ya que a las fallas se les describe como de carácter sindeposicional.

El resultado de esta interacción es que se produce un engrosamiento de unidades estratigráficas en el bloque de techo, próximo hacia la traza de la falla donde se genera un distintivo patrón divergente. El desplazamiento sobre la superficie curva de la falla induce una rotación de los estratos del bloque alto, las cuales adquieren un echado en sentido contrario al de la falla. Esto da lugar a un pliegue anticlinal despegado denominado de rodamiento o de arrastre inverso (rollover), el cual tiene un rumbo sensiblemente paralelo al rumbo de la falla (Best – Martínez y Monroy, 2008). La geometría rollover es considerada como el inevitable resultado del movimiento sobre una falla normal lítrica, despegada dentro de la sección sedimentaria o en el basamento. El desplazamiento sobre el plano de falla curvo tiende a generar un espacio (gap) entre el alto y el bajo, el cual será llenado por el colapso del alto, ya sea de manera frágil o dúctil, usualmente es el resultado de una combinación de ambos modos de comportamiento.

Las fallas normales son de varios órdenes de magnitud, variando desde dimensiones métricas hasta kilométricas, donde algunas estructuras de carácter regional han sido individualizadas genéricamente (Fig. 2.7).

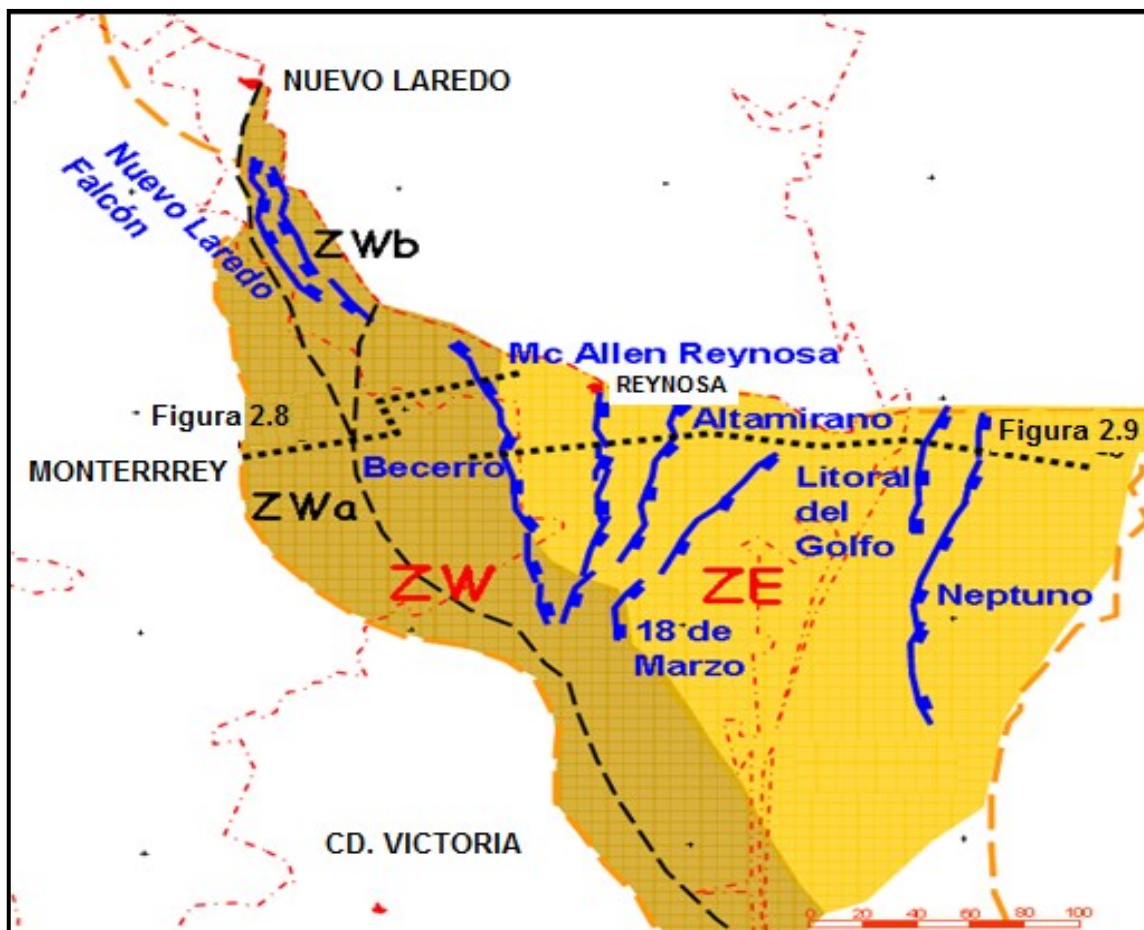


Fig. 2.7.- Fallas normales regionales en el área de la Cuenca de Burgos, (Tomado de Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006).

La presencia de numerosas fallas normales es una de las principales características estructurales en la región de la Cuenca de Burgos y algunas particularizaciones a su respecto han sido realizadas en estudios previos (Rodríguez, 1969, Echánove, 1976, 1986; Pérez, 1992). Las fallas son primordialmente de geometría lístrica y se encuentran desarrolladas exclusivamente dentro de las rocas de la cubierta sedimentaria, básicamente afectando sólo rocas cenozoicas (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006). Esta particularidad es sísmicamente evidente en la zona occidental (ZW) de la cuenca (Fig. 2.7), donde las rocas mesozoicas y las del basamento mismo no participan de la deformación extensiva que manifiestan las rocas del Paleoceno y Eoceno (Fig. 2.8).

En la zona oriental (ZE), el basamento y el mesozoico salen de la resolución en profundidad de la información sísmica, manifestándose sólo los depósitos del Oligoceno y Mioceno deformados por fallas normales (Fig. 2.9). En esta zona, las fallas tienen también una geometría lístrica que sugiere un aplanamiento y despegue de una secuencia inferior más competente a una profundidad de alrededor de los 7,000 mbnm, a nivel de ocurrencia de depósitos eocénicos paleocénicos, o aún posiblemente la cima del Cretácico Superior (Pérez, 1992), aunque Camargo y Quezada (1991) consideran que este nivel es la cima del Oligoceno.

De manera predominante, los bloques del alto de las fallas normales bajan en una dirección general al oriente, siendo calificadas como regionales, considerando la dirección de ubicación del epicentro del Golfo de México, aunque también se manifiestan algunas fallas contra regionales, sobre todo en la porción levante de la zona oriental (ZE) (Fig. 2.9) (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

En la figura 2.8 se muestra la sección estructural de la zona occidental (ZW) de la Cuenca de Burgos (Línea punteada en la Fig. 2.7), mostrando la deformación extensiva en las rocas paleocénicas - eocénicas sin involucrar las rocas mesozoicas y el basamento, en éstas últimas Pérez (1992) interpretó estructuras de acortamiento, la figura fue basada en la interpretación de una sección sísmica.

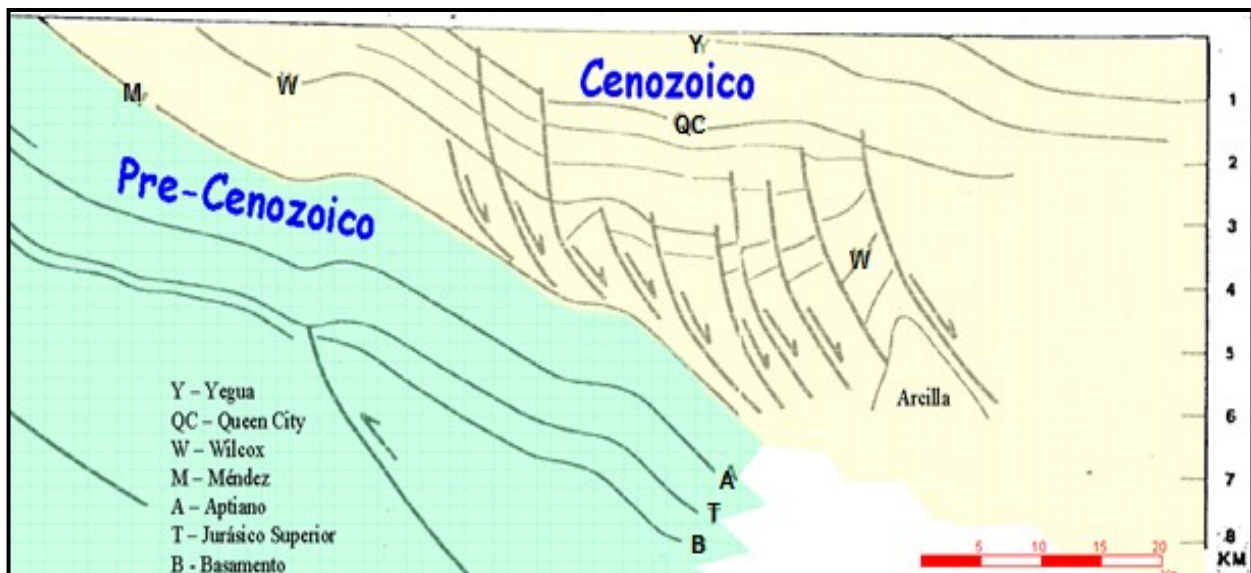


Fig. 2.8.- Sección estructural de la zona occidental (ZW) de la Cuenca de Burgos (Tomada de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

En la figura 2.9 se muestra la sección estructural de la zona oriental (ZE) de la Cuenca de Burgos (Línea punteada en la Fig. 2.7), mostrando la deformación extensiva en las rocas oligo - miocénicas, así como estructuras dómicas de sal y arcilla, la figura fue basada en la interpretación de una sección sísmica (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

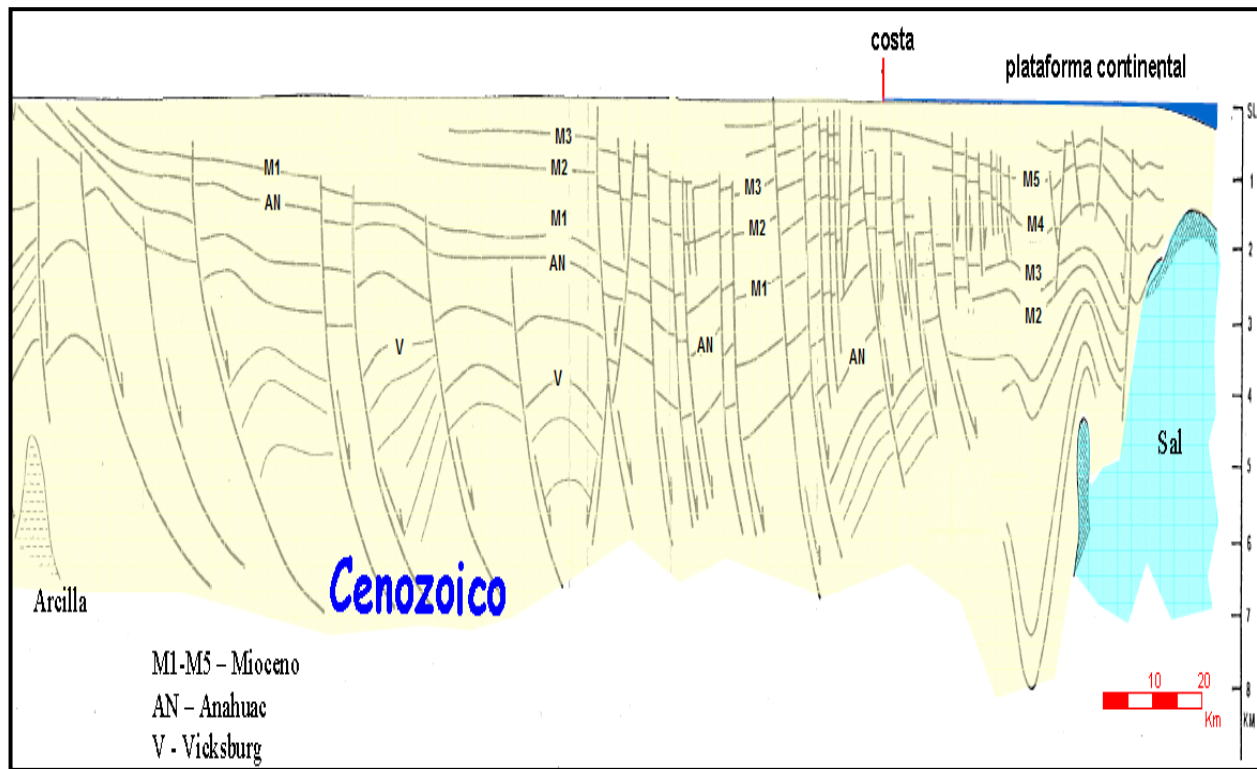


Fig. 2.9.- Sección estructural de la zona oriental (ZE) de la Cuenca de Burgos (Tomada de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

La edad de las fallas normales, y de la deformación extensiva, progresa de oeste a este desde el Paleoceno al Mioceno de manera similar y ajustándose al desarrollo de las franjas de los depósitos sedimentarios cenozoicos. Dentro de este marco de referencia, algunas fallas normales se han considerado como post-deposicionales, y otras, como de crecimiento (Echánove, 1976, 1986; Pérez, 1992). Se presentan dos sub zonas con variantes de comportamiento estructural en la zona occidental (ZW). Un sector estrecho donde no se manifiesta fallamiento normal (Figs. 2.7 (ZWa) y 2.8), y otro sector en la parte más noroccidental (área de Nuevo Laredo; Fig. 2.7, ZWb), también una área estrecha en donde el fallamiento normal aparentemente involucra las rocas mesozoicas, hasta las evaporitas del Jurásico, constituyendo un sistema graben (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

Acompañando las características estructurales extensivas antes mencionadas, en la región de la Cuenca de Burgos se tienen algunas otras particularidades que han sido poco detalladas en cuanto a sus relaciones espacio - temporales y su desarrollo con respecto a la deformación distensiva. Por un lado, dentro del paquete de rocas cenozoicas se presentan algunas estructuras de geometría diapírica de carácter posiblemente arcilloso (Fig. 2.8) y/o salino (Fig. 2.9), aunque las de este último tipo, restringidas básicamente a la zona oriental (ZE), en la parte de la actual plataforma continental (Camargo y Quezada, 1991), las cuales se manifiestan hasta una posición muy somera (alrededor de 2,000 mbnm de profundidad) (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

En este sector se reportan también estructuras de sal alóctona (Pérez, 1992). Por otra parte, en la zona occidental (ZW), Pérez (1992) también interpreta algunas estructuras anticlinales regionales de carácter amplio (Salado, Picachos, Vaquerías, San Carlos), varias de ellas asociadas con cabalgaduras convergencias generales al oeste y este, afectando las rocas mesozoicas y el basamento (Fig. 2.8), relacionando su desarrollo al evento de la Orogenia Laramide.

2.4 BASAMENTO

El basamento en la región de la Cuenca de Burgos tiene una disposición caracterizada por un continuo profundizamiento con una dirección general hacia el oriente. En la parte occidental de la cuenca, la información de pozos que cortaron basamento lo posicionan a una profundidad de alrededor de 2,800 – 3,000 (mbnm), y en la porción sur, de 500 – 1,000 mbnm, con un abrupto profundizamiento hasta alrededor de los 4,000 – 4,500 mbnm hacia el área del centro de la cuenca (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). En la parte central de la cuenca, los pozos ya no alcanzan el basamento e inclusive éste llega a salir del alcance de la resolución sísmica en profundidad, por lo que se sugiere ubicado a más de 7,500 mbnm en la parte centro – oriental de la cuenca, en la zona de la actual línea de costa, y hasta alrededor de los 10,000 mbnm en la zona de la base del talud del Golfo de México, en la región de la Faja de Pliegues Perdido (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). El profundizamiento hacia el oriente del basamento en la Cuenca de Burgos, define a ésta, morfológicamente, como una cuenca asimétrica, prácticamente abierta en dirección al centro del Golfo de México. En una interpretación de la distribución regional de las rocas que conforman el basamento de la Cuenca de Burgos y áreas aledañas (Fig. 2.10), realizada a partir de la integración de datos de pozos, de afloramientos y de la respuesta magnetométrica de esta región (Fig. 2.11), las distintas litologías reportadas se pueden agrupar en tres unidades mayores que, de occidente a oriente, son: Unidad Esquistos y/o Gneises (UEG), Unidad Intrusivos Graníticos (UIG) y Unidad Rocas Metamórficas (URM), ésta última denominada así de manera general por agrupar varios tipos de roca de esta clase. Las dos unidades metamórficas están separadas por la unidad ígnea, y aunque esta relación estructural sugiere una intrusión, existen ciertas diferencias que señalan que se trata de dos unidades metamórficas distintas, aunque solo más datos ayudarán aclarar la incertidumbre existente (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). A continuación se describen las unidades, con sus respectivas características:

La URM se considera composicionalmente heterogénea, ya que se conforma por varias litologías: esquistos (Fig. 2.10, localidades 5, 11, 17 y 27), *hornfels* esquistosos (15), gneises (7), pizarras (4, 6 y 12), metasedimentos (14 y 19) y milonitas (21), donde cada una de las cuales, de manera individual, no describen ninguna tendencia específica de distribución. La unidad URM se encuentra distribuida de manera bien definida hacia las partes occidental y meridional de la Cuenca de Burgos, y se considera que continúa su ocurrencia hacia los sectores central y oriental de ésta, ya que la respuesta, magnetométrica en esos sectores no manifiesta cambios significativos del patrón de las curvas isogamas, caracterizado por un espaciamiento de curvas relativamente amplio, respecto a la región meridional y occidental (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006).

La UIG, por su parte, incluye rocas ígneas intrusivas descritas como granitos (Fig. 2.10, localidades 3, 18, 20, 23 y 26), granodioritas (8, 9 y 13) y tonalitas (?) (10 y 24). Estas litologías le proporcionan también cierta heterogeneidad a la unidad, aún cuando de manera general, la composición es granítica (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). La unidad, prácticamente, no se distribuye dentro del área de la Cuenca de Burgos, sólo se presenta en una pequeña zona de la porción meridional, y más bien su ocurrencia parece coincidir con el límite oeste y sur de la cuenca.

La UEG presenta sólo dos litologías metamórficas, gneises y esquistos, proporcionándole un carácter relativamente más homogéneo que la URM del oriente. Los gneises se presentan en las localidades 2 y 30, mientras que los esquistos en las localidades 1, 25, 30, 31 y 32 (Fig. 2.10). La separación espacial de estas dos litologías no se puede realizar de manera precisa debido a los pocos datos con que se cuenta; sin embargo, de una manera general, los esquistos tienden a ubicarse al occidente de los gneises (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006).

La unidad está interrumpida por UIG que la divide en dos zonas: una al norte (localidades 1 y 2), y la otra al sur (25, 30, 31 y 32). La correlación de estas dos zonas se basa en la expresión magnetométrica similar con que se caracteriza la distribución de la unidad, un patrón de comportamiento sensiblemente espaciado de las curvas isogamas (Fig. 2.11). Hacia el poniente de las localidades 1 y 2, datos de pozo y algunos afloramientos, sugieren que UEG se distribuye de manera más amplia en esa dirección (Ortuño *et al.*, 1990 y Santamaría *et al.*, 1991). En la parte septentrional de la zona de referencia del NE de México, la Cuenca de Burgos y áreas aledañas (Figs. 2.10 y 2.11), las dos unidades metamórficas mencionadas parecen estar en contacto, aunque no es claro dónde y de qué forma (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006). De esta manera, tampoco es claro si UEG llega a formar parte de la porción occidental del área de la Cuenca de Burgos, o si constituye su límite occidental.

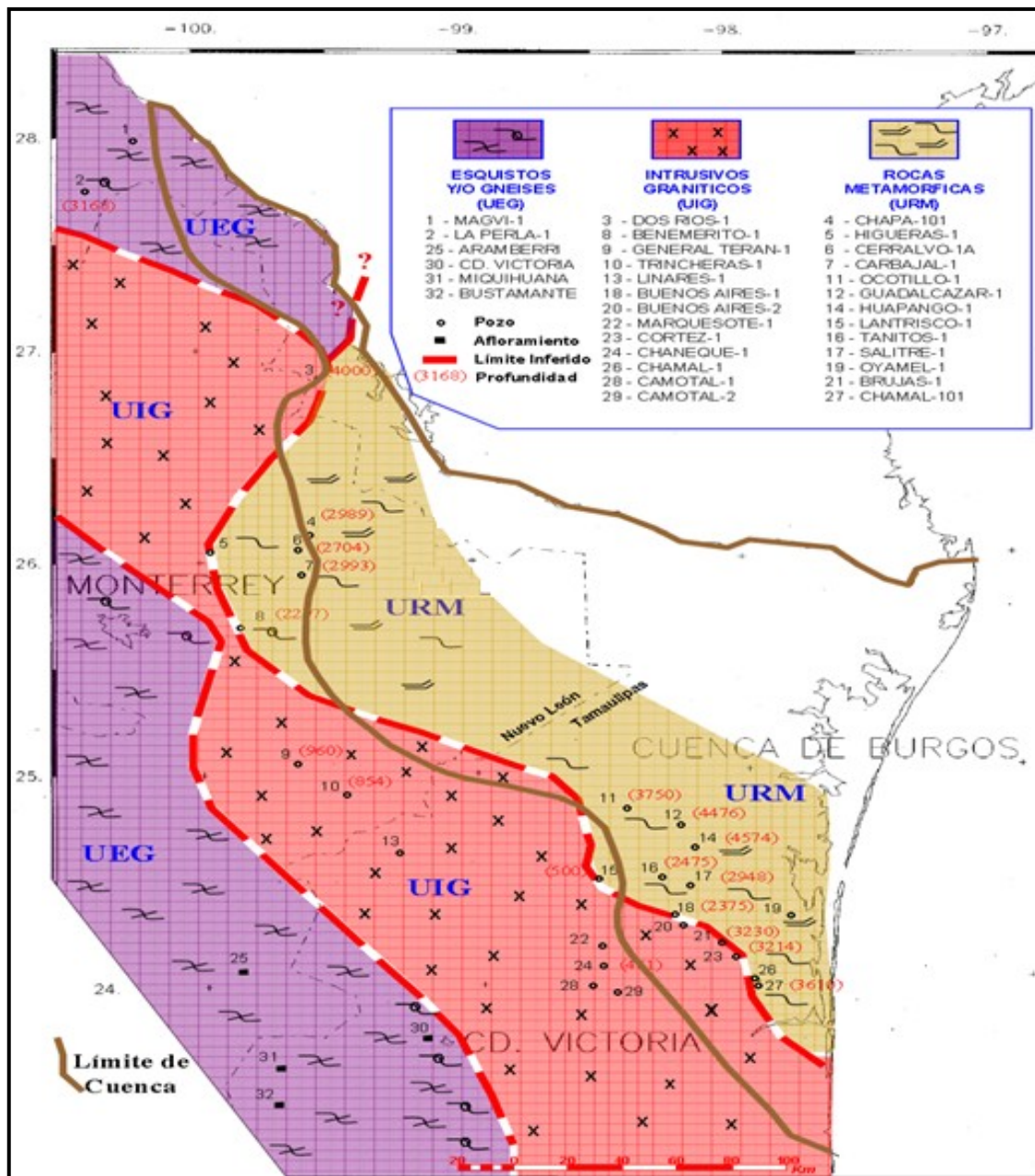


Figura 2.10.- Distribución de las rocas de basamento en la región de la Cuenca de Burgos Tomada de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

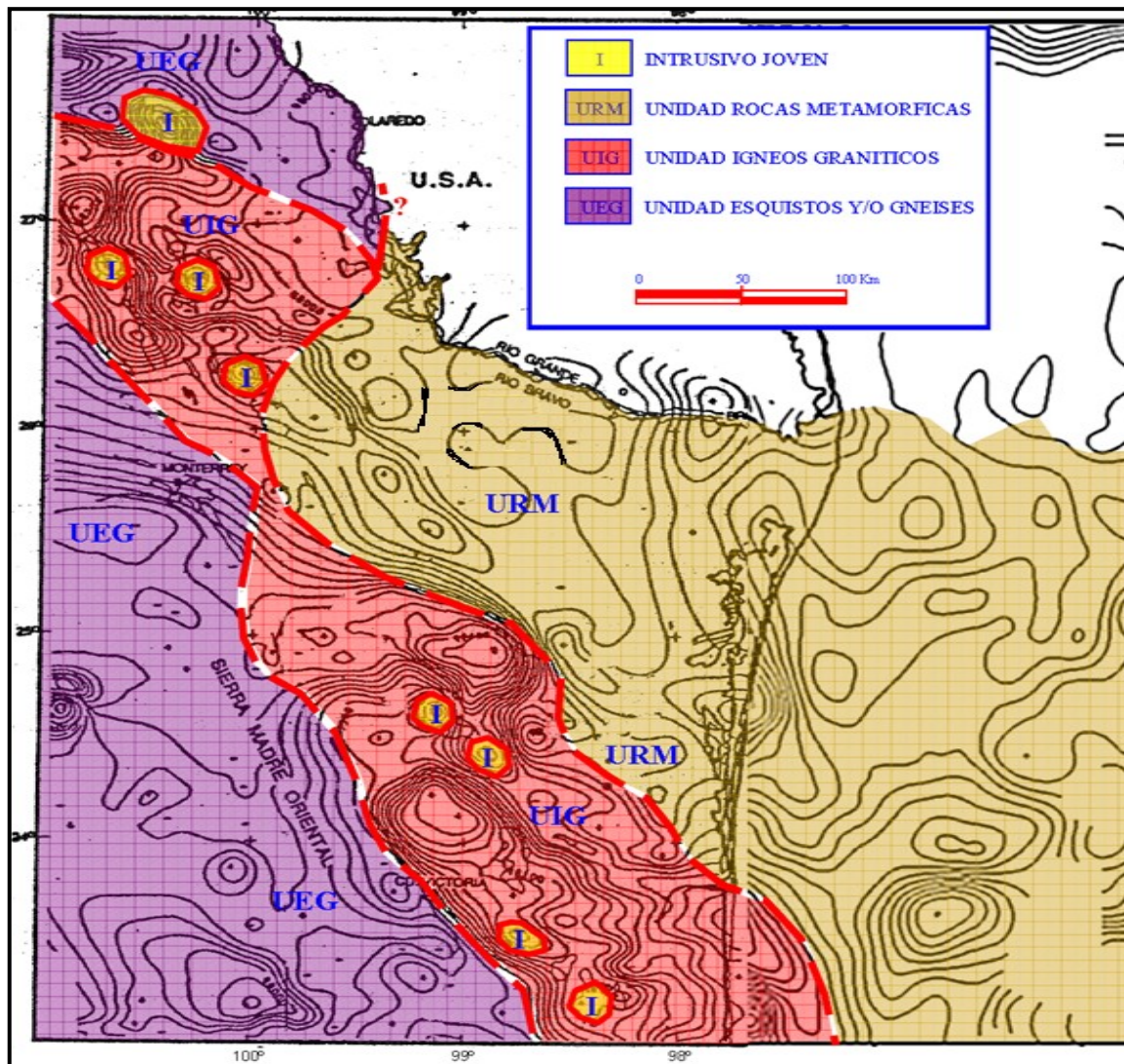


Figura 2.11.- Distribución de las rocas de basamento en función de la respuesta magnetométrica en la región de la Cuenca de Burgos (Tomada de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

Los gneises de la UEG son de edad precámbrica, como lo han mostrado los diversos fechamientos radiométricos realizados en la localidad 30 (Fries, Jr. *et al.*, 1962; Denison *et al.*, 1971; Garrison, Jr., 1980, entre otros), aunque el resultado obtenido en la localidad 2 (Fig. 2.10) es diferente, 358 ± 60 Ma, por Rb-Sr en roca total (Denison *et al.*, 1969), una edad marcadamente más joven debido probablemente a efectos de recalentamiento. Sobre la edad de los esquistos de esta misma unidad también existe incertidumbre, ya que hay fechamientos isotópicos K-Ar y Rb-Sr tanto del Paleozoico temprano en el área de Cd. Victoria, Tamps., así como del Paleozoico tardío en la misma localidad, además de Magvi-1, Aramberri, Miquihuana y Bustamante (Tabla - 1), de tal forma que el rango de edad resulta ser muy amplio (Fig. 2.12), en donde quizás las edades más antiguas sean las originales, mientras que las más jóvenes sean producto de recalentamiento (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006). Para la UIG, fechamientos radiométricos K-Ar sugieren una edad permo-triásica (Tabla - 1), aunque éstos tienen un rango que se extiende al Cretácico (Fig. 2.12), indicando probables efectos de recalentamiento. Se considera que esta unidad tiene una relación intrusiva con respecto a las dos unidades metamórficas anteriormente descritas y que forma parte de un cinturón intrusivo de distribución regional en el NE y E de México (Jacobo y Murillo, 1989; Santamaría *et al.*, 1991).

La edad de la URM es incierta, aunque ha sido referida como del Paleozoico tardío. En algunos pozos infrayace directamente a sedimentos de capas rojas del Triásico-Jurásico (Madrid, 1976). De sus rocas se cuenta con muy escasos fechamientos isotópicos, todos K-Ar (Tabla - 1), uno de los cuales les indica una edad triásica, mientras que otros parecen responder a etapas posteriores de recalentamiento. De esta manera, su edad podría ser considerada como permo-triásica y, de hecho, esto es una razón por la que se separa de la UEG al occidente. La diferenciación de las unidades metamórficas presenta algunas complicaciones hacia la región de Monterrey. Allí la distribución de la UIG se adelgaza notablemente (Figs. 2.10 y 2.11), e inclusive pudiera no presentarse, como lo sugiere el hecho de que en la localidad 8, donde aun cuando se reporta una granodiorita, propia de la unidad intrusiva, su fechamiento radiométrico K-Ar señala una edad precámbrica, 916 ± 35 Ma. (Fig. 2.12 y Tabla - 1), lo que pudiera indicarle una relación con las rocas gnéisicas precámbricas, como lo han sugerido Jacobo y Murillo (1989), y que por lo tanto la UEG pudiera distribuirse en esa zona. Los datos K-Ar de 203 ± 10 y 138 ± 9 Ma, obtenidos en esa misma localidad, representarían efectos de recalentamiento. Por otra parte, el gneis cuarzo feldespático de la localidad 7, por su litología, también podría relacionarse con la misma UEG, aunque por su fechamiento K-Ar de 166 ± 5 Ma (Fig. 2.12 y Tabla - 1) esto no es concluyente (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006). En la figura 2.11 se muestra el rango de edades de las rocas de basamento en la región de la Cuenca de Burgos tomando en consideración las edades máxima y mínima de una misma muestra. El color representa la unidad de basamento a la que pertenece cada localidad, cuya ubicación se puede ver en la figura 2.10. Los efectos de recalentamiento térmico post-triásico que pudieron haber experimentado las rocas del basamento de la región descrita, pueden haber estado relacionados con un evento jurásico de actividad ígnea de composición granítica, como lo indican varios de los fechamientos isotópicos presentados (Fig. 2.12), el cual se ha documentado desde un poco más hacia el sur, en el basamento de la Cuenca Tampico-Misantla (Jacobo, 1986; Jacobo y Murillo, 1989; Byerly, 1991). Aunque, también, podrían estar asociados con un evento intrusivo del Oligoceno, de 27.9 a 29.6 Ma (Bloomfield y Cepeda, 1973), caracterizado por intrusiones monzodioríticas, cuya distribución espacial está estrechamente relacionada con la UIG (Fig. 2.11) (Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

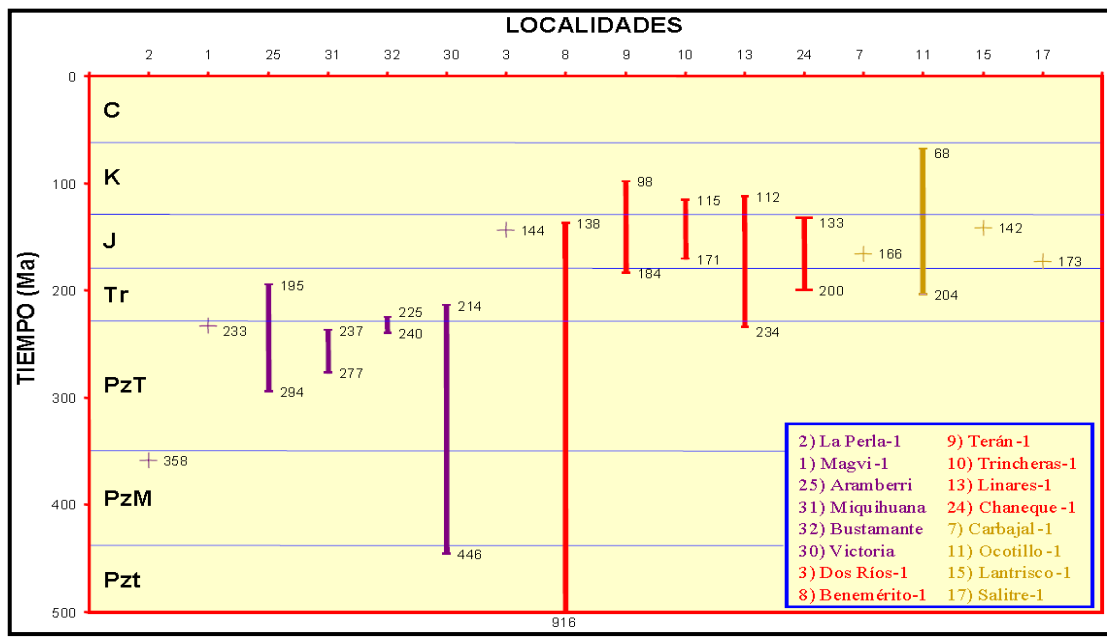


Fig.2.12 Rango de edades de las rocas de basamento en la región de la Cuenca de Burgos (Tomada de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

Localidad	Localización	Roca	Método	Mineral	Edad (Ma)	Ref.		
U E G	1	Pozo Magvi-1	Esquisto		233 ± 9	J		
	25	Aramberri, N. L.	Filita de Sericita	K-Ar	Sericita	195 ± 10	H	
		Aramberri, N. L.	Filita de Sericita	K-Ar	Roca Total	224 ± 3	H	
		Arroyo Contadero. Aramberri, N. L.	Esquisto	K-Ar	Mica	270 ± 5	E	
		Arroyo Contadero. Aramberri, N. L.	Esquisto	K-Ar	Mica	294 ± 6	E	
	U	Cañón de Caballeros	Esquisto	K-Ar	Roca Total	299 ± 8	A	
			Esquisto	K-Ar	Muscovita	315 ± 10	F	
		Cañón de Caballeros	Esquisto	K-Ar	Muscovita	318 ± 10 *	C	
			Rb/Sr	Isocrona 3 R.T.-Mus.	328 ± 25	C		
		Cañón del Novillo	Esquisto	K-Ar		214	A	
		Cañón del Novillo	Esquisto	K-Ar	Roca Total	281 ± 8	A	
		Cañón del Novillo	Esquisto	K-Ar		217	B	
		Cañón del Novillo	Esquisto	K-Ar	Mica	257 ± 8 *	C	
				Rb/Sr	Roca Total	262 ± 8	D	
		30	Cañón del Novillo	Esquisto grafítico	K-Ar	Muscovita	356 ± 37 *	G
					Rb/Sr	Roca Total	370 ± 37	D
		G	Cañón de Peregrina	Esquisto	K-Ar	Mica	294 ± 6 **	E
	Rb/Sr				Roca Total	300 ± 6 *	C	
	Cañón de Peregrina		Esquisto	K-Ar	Mica	270 ± 8 *	C	
				Rb/Sr	Roca Total	271 ± 8	D	
	Cañón de Peregrina		Esquisto grafítico	K-Ar	Muscovita	429 ± 45 *	G	
				Rb/Sr	Roca Total	446 ± 45	D	
	Cañón de Peregrina		Esquisto grafítico	K-Ar	Muscovita	305 ± 6 **	E	
				Rb/Sr	Isocrona R.T.-Mus.	311 ± 6 *	C	
	Ciudad Victoria, Tamps	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona 4 R.T.	316 ± 30	E		
Ciudad Victoria, Tamps	Esquisto	K-Ar		327 ± 31 *	C			
Ciudad Victoria, Tamps	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona R.T.-Mus.	286 ± 66	C			
Ciudad Victoria, Tamps	Esquisto	K-Ar		314	B			
Ciudad Victoria, Tamps	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona R.T.-Mus.	320 ± 12	C			
Ciudad Victoria, Tamps	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona 6 R.T.-2Mus.	330 ± 35	C			
Caballeros-Peregrina-Novillo	Esquisto	Rb/Sr	Isocrona 3 R.T.-Mus.	333 ± 30	G			
31	Miquihuana, Tamps.	Esquisto	K-Ar	Roca Total	237 ± 11	I		
	Miquihuana, Tamps.	Filita	K-Ar	Roca Total	277 ± 14	H		
32	Bustamante, Tamps.	Esquisto	K-Ar	Roca Total	225 ± 5	I		
	Bustamante, Tamps.	Filita	K-Ar	Roca Total	240 ± 12	H		
* Edades recalculadas **Promedio de dos datos								
U I G	3	Dos Ríos-1	Granito		144 ± 5	K		
	8	Bnemérito-1	Granodiorita	K-Ar	Biotita	138 ± 9	L	
				K-Ar	Biotita	203 ± 10	H	
				K-Ar	Plagioclasa	916 ± 35	M	
	9	General Terán-1	Granodiorita	K-Ar		98.1-100.7	L	
				K-Ar	Biotita	138 ± 14	K	
	10	Trincheras-1	Granito	K-Ar		184 ± 11	L	
				K-Ar		115 ± 5	L	
				K-Ar	Tonalita	147 ± 5	M	
				K-Ar	Granito	170	L	
13	Linares-1	Granodiorita	K-Ar	Biotita	171	L		
			K-Ar	Biotita	112 ± 5	M		
24	Chaneque-1	Tonalita	K-Ar	Biotita	234 ± 8	L		
			Granito (?)		133 ± 5	M		
200					K			
U R M	7	Carbajal-1	Gneis cuarzofeldespático	K-Ar	Roca total	166 ± 5	M	
	11	Ocotillo-1	Esquisto	K-Ar	Sericita	68.5 ± 3	M	
				K-Ar	Muscovita	154 ± 6	M	
	204 ± 4	K						
15	Lantrisco-1	Hornfels esquistoso	K-Ar	Biotita	142 ± 5	M		
17	Salitre-1	Esquisto			173 ± 3	K		

Tabla 1. Fechamientos radiométricos de las rocas de basamento de la región de la Cuenca de Burgos (Tomada de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

2.5 CUBIERTA SEDIMENTARIA.

Dentro del marco estructural que causó extensión con la consecuente generación de fallas normales, se inicia la formación de la Cuenca de Burgos a partir del Paleoceno, en su génesis influyó el basculamiento de la plataforma carbonatada de Occidente a Oriente y ligeramente hacia el Sur; así mismo, un eficaz medio de transporte como lo fueron los Ríos Mississippi, Houston y Grande (Bravo), (Figura 2.13), tienen gran relevancia en la evolución del terreno del Golfo de México, ya que estos ríos aportaron una gran cantidad de terrígenos hacia la cuenca generando una enorme columna de sedimentos clásticos, que aumenta su espesor conforme nos alejamos más y más del frente de la sierra hacia la planicie costera (Best - Martínez y Monroy, 2008).

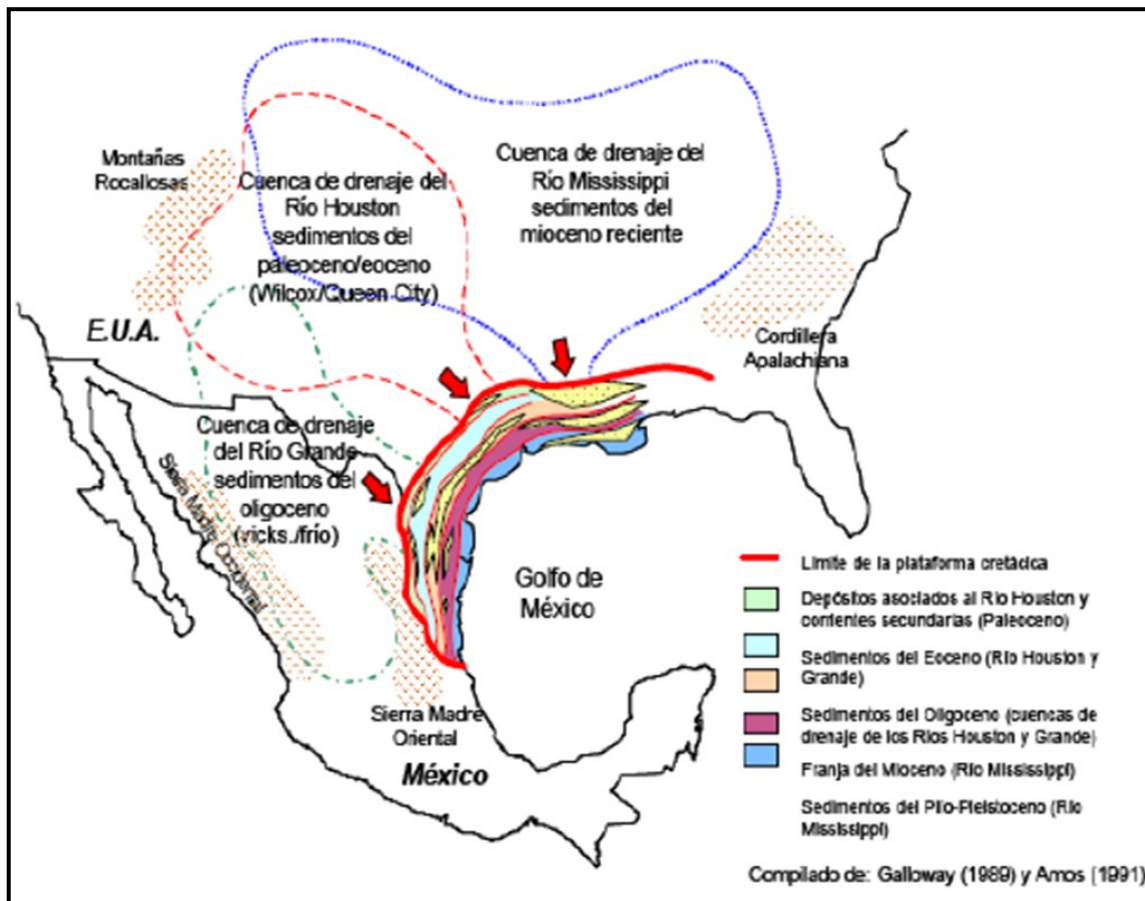


Figura 2.13.- Fuentes de aportes de sedimentos clásticos para la Cuenca de Burgos (Tomada de Best - Martínez y Monroy, 2008).

La Cuenca Cenozoica está constituida por sedimentos de carácter terrígeno, con edades que varían del Paleoceno al Reciente, expuestos a manera de franjas, orientadas con un rumbo general NW - SE y dispuestas en tal forma que estratigráficamente las capas más antiguas yacen en la porción occidental siendo más jóvenes hacia el oriente.

Litológicamente los depósitos del relleno cenozoico de la cuenca están representados por una alternancia de lutitas y areniscas que varían en su composición de acuerdo al ambiente de depósito y a la presencia de fallas de crecimiento (Best - Martínez y Monroy, 2008). La sedimentación fue interrumpida por cortos periodos transgresivos, aunque se efectuó en un mar eminentemente regresivo cuyas costas, con ligeras variantes, se fueron desplazando hacia el Oriente, hasta llegar a su posición actual.

La columna estratigráfica completa de la Cuenca de Burgos, está compuesta por sedimentos calcáreos y terrígenos, encontrando dentro de la misma, con formaciones desde el pre-Jurásico de tipo ígneo, así como Lechos Rojos (Grupo Huizachal), evaporitas (Metate, Olvido), calizas, calizas arcillosas, lutitas calcáreas y margas (Zuluaga, Santiago, Casita, Pimienta, Taraises, Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe, Méndez); los terrígenos del cenozoico predominantemente formados por lutitas y areniscas (Midway, Velasco, Wilcox, Reklaw, Queen City, Weches, Cook Mountain, Yegua, Jackson, Vicksburg, Conglomerado Norma, Frío Marino, Frío No Marino, Catahoula, Anáhuac, Oakville, Lagarto, Goliad), teniendo treinta y cinco unidades estratigráficas en la cuenca (Best - Martínez y Monroy, 2008).

En la Figura 2.14 se muestra la correlación de unidades litoestratigráficas y horizontes sísmicos en el área Arcabuz - Culebra, donde B: Basamento; BO: Base Oxfordiano; JS: Jurásico Superior; KI: Cretácico Inferior; KM: Cretácico Medio; KS: Cretácico Superior; PM: Paleoceno Midway; WP: Wilcox Paleoceno; WE: Wilcox Eoceno; QC: Queen City; CM: Cook Mountain.

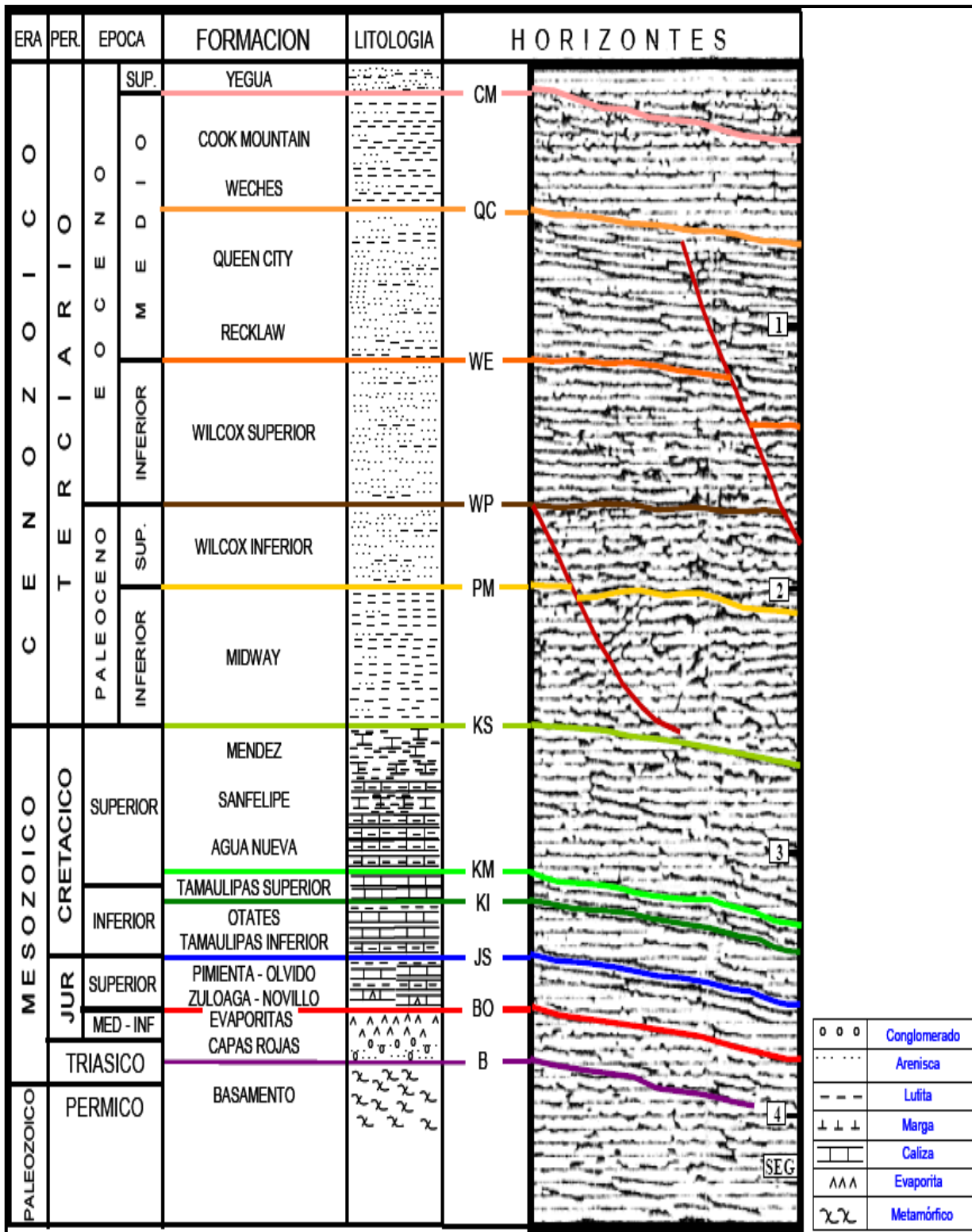


Figura 2.14.- Correlación de unidades litoestratigráficas y horizontes sísmicos en el área Arcabuz - Culebra (Tomado de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

La cubierta sedimentaria se puede referir conformada litológicamente por tres grupos de unidades mayores (Fig. 2.15), los cuales del más antiguo al más joven son:

Grupo I. Paquete constituido de rocas clásticas de coloraciones rojizas de origen continental, de ambientes fluviales y aluviales, asociadas localmente con rocas volcánicas, que se refieren como Capas Rojas o Lechos Rojas, con los nombres formacionales de Huizachal, La Boca y La Joya, las cuales sobreyacen discordantemente a las rocas de basamento (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). Este grupo tiene un rango de edad muy amplio, Triásico Tardío – Jurásico Medio, dado que algunas rocas constituyentes se han fechado como Triásico Tardío con restos de plantas (Mixon *et al.*, 1959), como Jurásico Temprano (Sinemuriense) con base en palinomorfos (Rueda *et al.*, 1993), y como Jurásico Temprano-Medio con restos de vertebrados (Clark y Hopson, 1985; Clark *et al.*, 1994; Reynoso, 1996) y fechamientos isotópicos U-Pb (Fastovsky *et al.*, 2005). Las rocas de este grupo se distribuyen en el borde occidental de la Cuenca de Burgos (Fig. 2.16), donde algunos pozos las han cortado, pero hacia el centro de la cuenca su presencia es incierta, aunque hacia el extremo oriental de la misma, ya en la parte de la Faja Perdido (Fig. 2.17), sísmicamente, debajo de un horizonte de sal se considera la probable presencia de rocas de este tipo, asociadas con rasgos estructurales de tipo *horst-graben* y *half graben* (Trudgill *et al.*, 1999). Hacia el occidente de la Cuenca de Burgos, la distribución de las Capas Rojas se encuentra interrumpida dentro de una zona angosta de carácter sensiblemente lineal, donde los datos de pozo señalan que sedimentos del Jurásico Tardío sobreyacen de manera discordante el basamento (Madrid, 1976), lo que indica la presencia de un alto relativo de basamento, topográfico o morfológico, durante el tiempo del depósito de las Capas Rojas (Fig. 2.16). No es claro si este alto constituye un bloque individual continuo o si son dos bloques, pero es un rasgo indicativo de una probable geometría de *horst* en el basamento. Paleogeográficamente esta zona corresponde con la Península de Tamaulipas o las paleoislas de Picachos y de San Carlos (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). Los pozos que cortaron las Capas Rojas y llegaron a basamento en el borde occidental de la Cuenca de Burgos (Fig. 2.16, localidades 11 y 16), reportan un espesor de alrededor de 60 m, lo cual contrasta con los espesores definidos en la región al occidente del alto (localidades 30 y 34), donde se reportan de más de 400 m e incluso mayores a 1,000 m.

Grupo II. Conjunto constituido por rocas calcáreas y calcáreo-arcillosas de origen marino, con depósitos evaporíticos y carbonatado-arenosos de ambientes transicionales en la base. El grupo se encuentra conformado por varias unidades formacionales que siguen la nomenclatura estratigráfica típica del NE de México (Fig. 2.15): Metate, Novillo, Olvido, Pimienta, Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez. Sobreyace a las Capas Rojas y, cuando éstas últimas no se presentan, se encuentran directamente a las rocas de basamento (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). El rango de edad de este grupo de unidades es de Jurásico Medio (Calloviano) al Cretácico Tardío (Maestrichtiano), aunque existen discrepancias hacia la base debido a la variabilidad lateral y acuñaamiento de la secuencia evaporítica (Formación Metate), que se relaciona con la Sal Louann del Calloviano del sur y este de Texas (Salvador, 1991), ya que se tienen reportados horizontes evaporíticos de la Formación Olvido del Oxfordiano-Kimmeridgiano (Madrid, 1976). Se ha sugerido que las formaciones basales de este grupo (Metate-Novillo-Olvido), de facies transicionales en el borde occidental de la Cuenca de Burgos, hacia el centro de la misma pudieran presentar un cambio lateral a facies de carbonatos arcillosos (Formación Tamán) (Echánove, 1986), sin embargo, en la zona de la Faja Perdido se interpreta la presencia de sal del Calloviano sobreyacida por carbonatos marinos someros (Trudgill *et al.*, 1999), lo que pudiera sugerir la continuidad de este tipo de depósitos y de las relaciones estratigráficas hacia el centro de la cuenca (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006).

El resto de las unidades de este grupo se caracterizan por sucesiones de carbonatos finos arcillosos con fauna pelágica relacionadas a depósitos de mar abierto-cuenca, con un incremento en el contenido de arcillas hacia la cima. Estas facies calcáreo-arcillosas guardan una amplia distribución en la región de la Cuenca de Burgos. En la zona del Perdido y el Golfo de México, las rocas de este grupo se asignan a las unidades Challenger y Campeche, constituidas por carbonatos y lutitas marinas profundas (Shaub *et al.*, 1984; Feng, 1995; Trudgill *et al.*, 1999). Hacia la porción noroccidental de la Cuenca de Burgos se reportan algunas variaciones a facies más someras asociadas con las formaciones Taraises, Cupido, Aurora, Grupo Washita (Fms. Georgetown, Del Río y Buda), Eagle Ford y Austin (Alfonso, 1978; Echánove, 1986; Winker y Buffler, 1988; McFarland y Menes, 1991; Shol *et al.*, 1991; Pérez, 1992). Asimismo, en esta zona y un poco más al oeste, durante el Campaniano- Maestrichtiano se depositaron sedimentos de carácter arcillo-arenoso, con cuerpos de carbón, areniscas calcáreas y horizontes de coquinas, depósitos que se asocian con ambientes mixtos y de plataforma con facies fluvio-deltaicas, complejos deltaicos, barras costeras y de plataforma interna a externa, agrupada en las formaciones Upson, San Miguel, Olmos y Escondido (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006).

Grupo III. Conjunto de rocas clásticas de origen marino y transicional, predominantemente desarrollos que varían alternadamente de arcillo – arenosos a areno – arcillosos, y con algunos paquetes areno-conglomeráticos. El grupo se conforma por varias formaciones con denominaciones particulares del Embahiamiento Río Grande (NE de México y SE de Texas): Midway, Wilcox, Recklaw, Queen City, Weches, Cook Mountain, Yegua, Jackson, Frío, Norma, Anáhuac, Catahoula, Oakville y Lagarto (Fig. 2.15), que sobreyacen a las rocas del Cretácico Tardío. El rango de edad de este grupo de unidades es del Paleoceno al Reciente, teniendo en cuenta la porción marina de la Cuenca de Burgos. Algunos hiatus o discordancias locales se reconocen característicamente dentro del registro estratigráfico (Rodríguez, 1976; Echánove, 1986). La disposición superficial en franjas que progresan en edad de oeste a este de estas rocas y de las unidades litoestratigráficas que conforman, determina que la distribución de cada una de ellas en la región vaya desde la zona en donde afloran y hacia el oriente, ocupando una posición cada vez más profunda (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006). Esta disposición señala un patrón depositacional de tipo progradacional hacia el Golfo de México, en donde el manejo de la nomenclatura litoestratigráfica se complica por las variaciones laterales que se manifiestan, lo que provoca que unidades reconocidas en superficie no se identifiquen en subsuelo y viceversa. Asimismo, lo monótono de las sucesiones de rocas dificulta también el reconocimiento de los límites de las unidades, ya que llegan a ser transicionales, y en la mayoría de los casos, algo vagos y subjetivos. Por esta razón, en algunas ocasiones las unidades de roca son referidas como unidades cronoestratigráficas (Paleoceno, Eoceno, etc.) y aún geocronológicas (30 Ma, 21.5 Ma, etc.), en función de su contenido paleontológico (Ortiz – Ubilla y Tolson, 2006).

El contexto ambiental de depósito de las rocas de este grupo se asocia con una zona de plataforma clástica, con condiciones espacial y temporalmente cambiantes de plataforma externa a plataforma interna, variando incluso a condiciones batial superior y hasta a terrestres, influenciada por el desarrollo de sistemas deltaicos y de complejos litorales, pero con una tendencia general relacionada a un proceso regresivo de la línea de costa hacia el oriente (Rodríguez, 1976; Echánove, 1986; Galloway *et al.*, 1991; Salvador, 1991b; Pérez, 1992). Los depósitos más recientes que se encuentran en la porción terrestre de la cuenca son de carácter continental, gravas, arenas, arcillas y algo de yesos, que son referidos como Formación Reynosa en Tamaulipas y como las formaciones Goliad, Lissie y Beaumont en Texas (López, 1980).

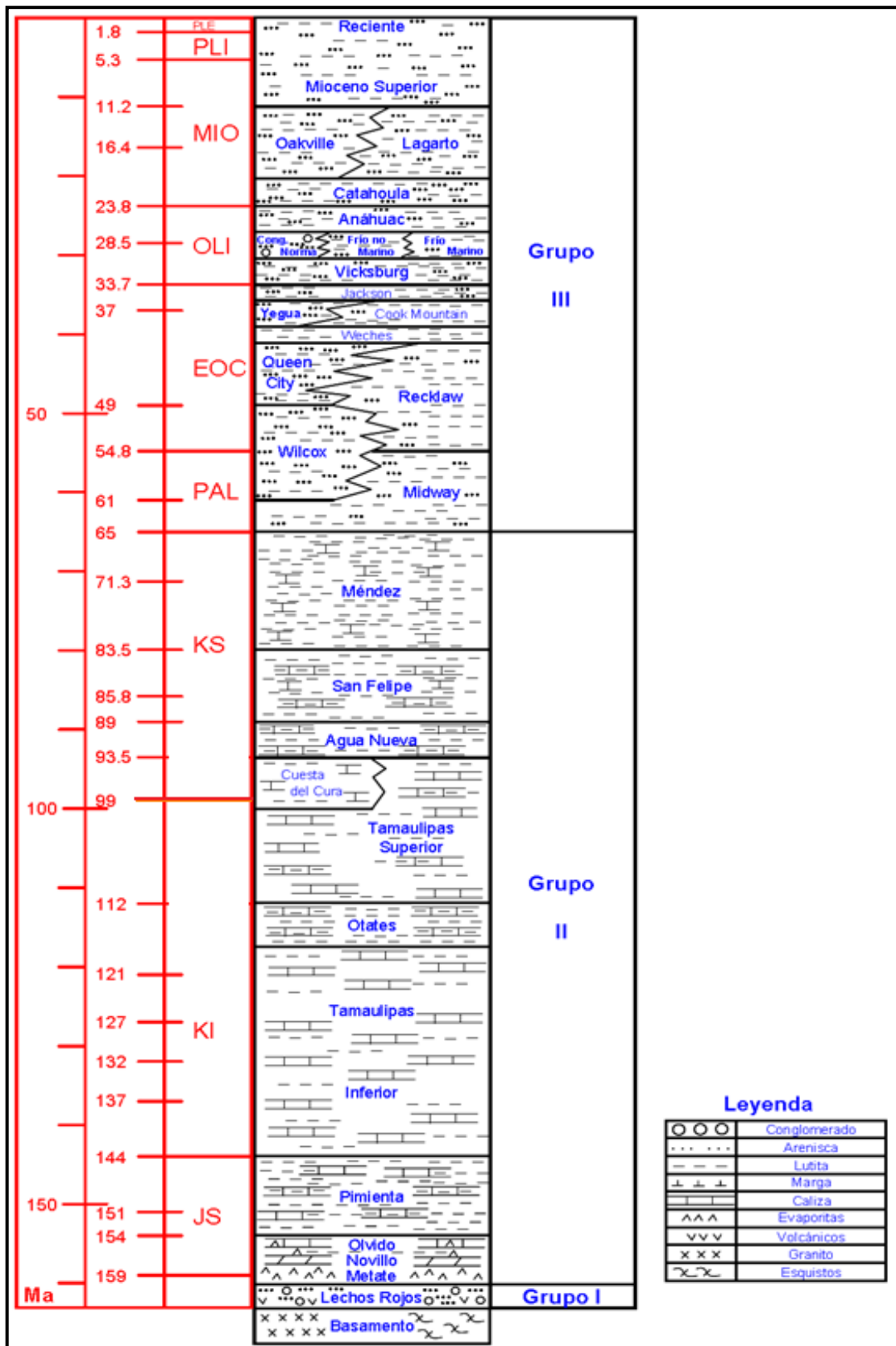


Fig.2.15.- Columna estratigráfica compuesta de la cubierta sedimentaria de la Cuenca de Burgos y los tres grupos de unidades según su litología general (escala geocronológica de GSA, 1999) (Tomado de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

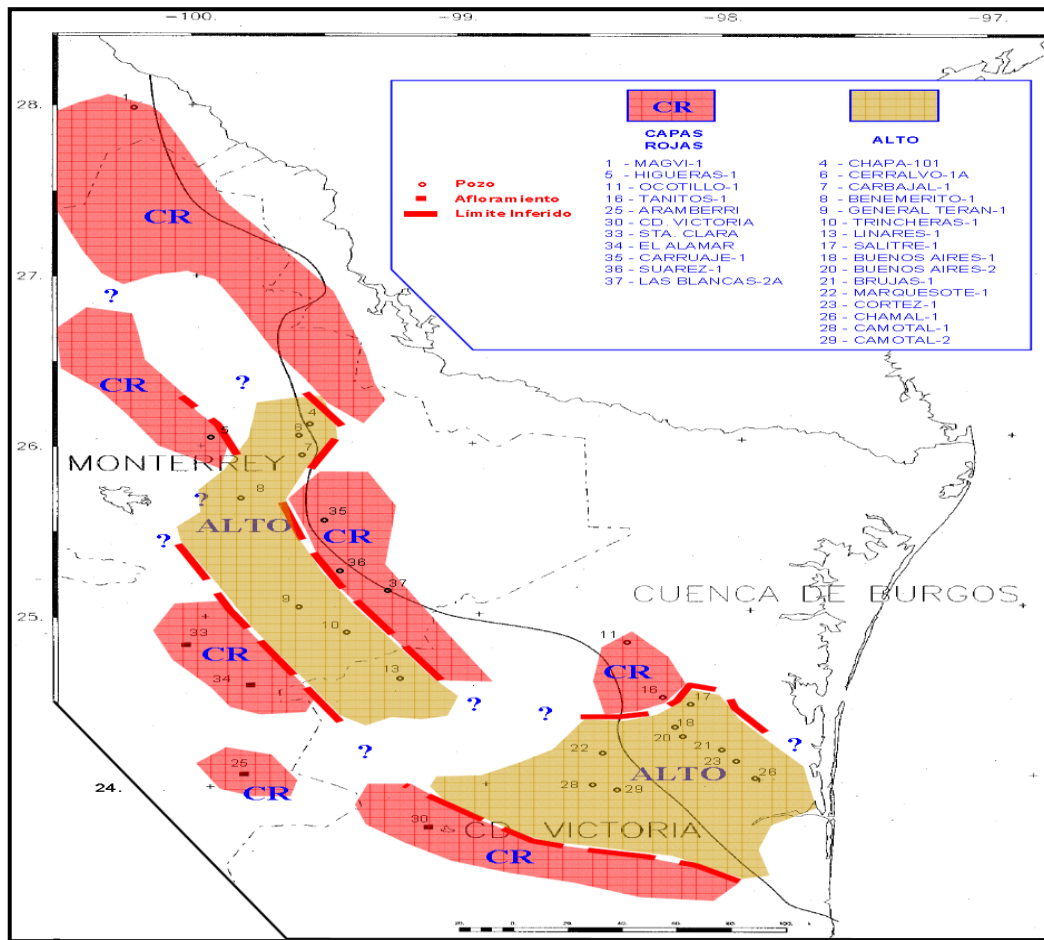


Fig.2.16.- Localidades y distribución de Capas Rojas en la región de la Cuenca de Burgos donde destaca una zona de ausencia de las mismas (Alto)
(Tomado de Ortiz - Ubilla y Tolson, 2006).

2.6 GEOLOGÍA HISTÓRICA.

La historia geológica de la provincia de Burgos, se remonta al Jurásico Superior, Oxfordiano, al iniciarse la actividad sedimentaria y tectónica moderna; correspondiente a la fase actual de la cuenca. A partir de esta época, se inicia el depósito relativamente continuo y en general progradante hacia el oriente, de una potente secuencia calcárea, calcáreo - arcillosa y areno - arcillosa, representativa del Jurásico Superior, Cretácico y Terciario; con más de 9,000 m de espesor compuesto (Echanove, 1986), y que descansa discordantemente sobre metasedimentos o rocas intrusivas cristalinas del basamento pre - jurásico.

2.6.1 BASAMENTO (Pre-Jurásico).

Las rocas basales, en el subsuelo, se han perforado sobre la margen occidental y suroccidental de la provincia. Están representadas por rocas ígneas ácidas intrusivas (granitos y granodioritas) rocas metamórficas, y metasedimentos (pizarras y esquistos de bajo grado), que constituyen el basamento Paleozoico. Sobreyacen discordantemente al basamento, una secuencia de areniscas, lutitas y conglomerados rojizos de origen tectónico-continental, correspondientes al Grupo Huizachal (La Boca y la Joya). Este conjunto heterogéneo de rocas se ha datado Triásico- Jurásico Medio y se considera perteneciente a procesos de rift (Echanove, 1986).

2.6.2 MESOZOICO.

2.6.2.1 JURÁSICO SUPERIOR.

El proceso sedimentario en la Provincia de Burgos, se inició en el Jurásico Superior (Calloviano u Oxfordiano), con el hundimiento lento y paulatino de los paleoelementos Burro- Picachos y San Carlos-Cruillas; correspondientes al Archipiélago Jurásico de Tamaulipas (Echanove, 1986). El movimiento originó una amplia plataforma sobre la que se realizó una extensa transgresión sobre una superficie erosionada y de relieve moderado, que favoreció el depósito de carbonatos y evaporitas en las zonas marinas someras. Distinguiéndose presencia de sal y de terrígenos costeros en la periferia de las partes emergidas. Esta secuencia sedimentaria integra a las formaciones Metate, Novillo - Zuloaga y Olvido (Figura 2.17).

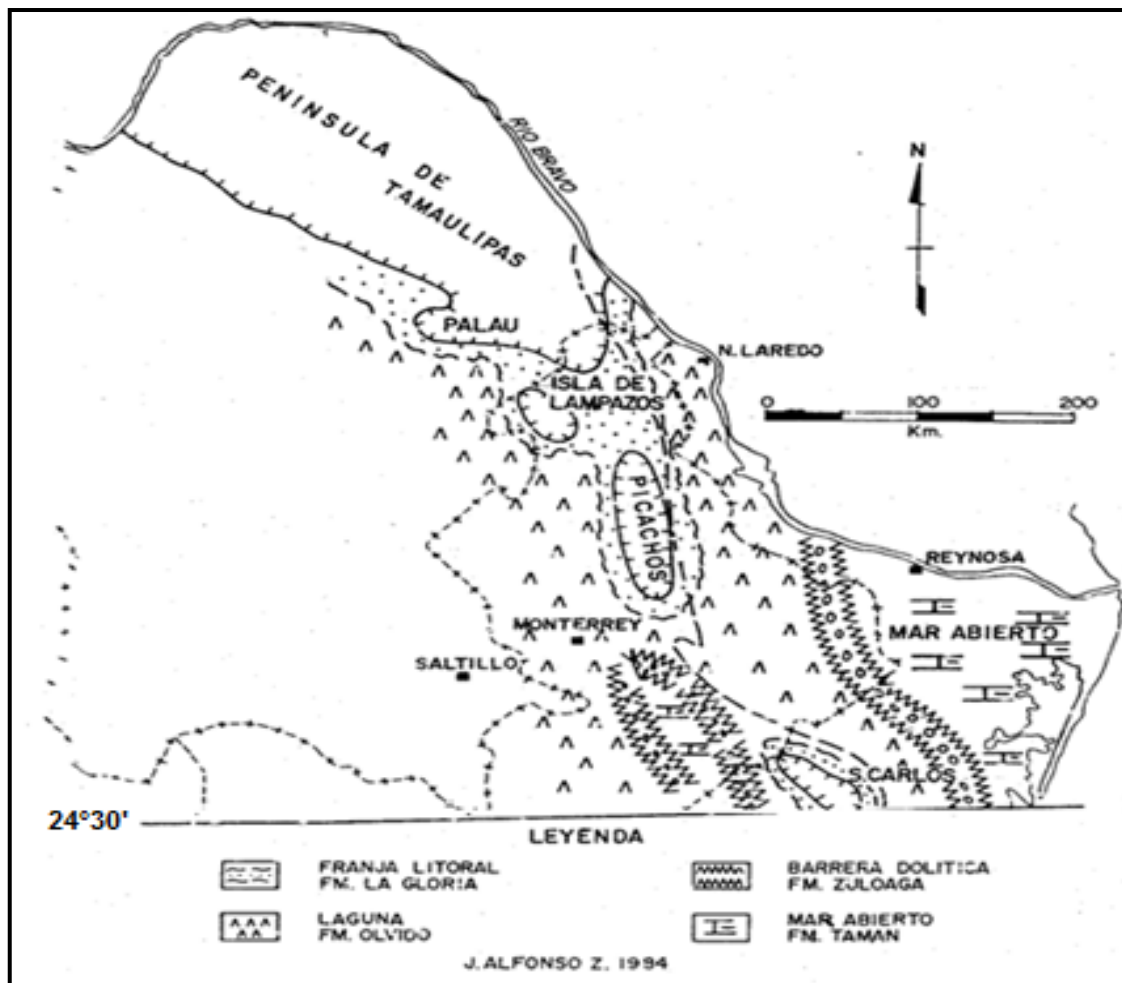


Figura 2.17.-Paleografía del Jurásico Superior Oxfordiano, FM. La Gloria/Olvido/Zuloaga/Taman (Tomado de Echanove, 1986).

A fines del Oxfordiano, se acentuó la subsidencia originando una mayor transgresión hacia el oriente, lo que propició la invasión del mar en áreas antes emergidas. Esta acción arrastró gran cantidad de materia orgánica vegetal y abundantes terrígenos removidos y transportados mar adentro, formando un depósito de carbonatos finos con grado variable de terrígenos y abundancia de carbón diseminado. La consolidación de estos sedimentos, define a las formaciones La Casita y Pimienta, de edad Kimmeridgiano y Titoniano.

La secuencia del Jurásico Superior tiene un espesor promedio de 600 m. Estableciéndose como rocas generadoras a las lutitas carbonosas y las calizas arcillo – carbonosas de las formaciones Novillo y La Casita, las que presentan un abundante contenido orgánico y una madurez apropiada para la generación de hidrocarburos. Asimismo, se consideran como rocas almacenadoras a las dolomías y grainstone oolítico de las formaciones Novillo – Zuloaga y Olvido, que presentan una porosidad y permeabilidad de regular a baja, la cual se ve incrementada por fracturamiento. Como sello actúan las evaporitas de la formación Olvido y las lutitas carbonosas de las formaciones La casita o Pimienta.

En general, la secuencia del Jurásico Superior ha alcanzado una etapa de deformación moderada, favorable para el desarrollo de trampas estructurales, principalmente de origen tectónico. Asimismo, las variaciones de facies y las características de sedimentación de las unidades jurásicas, favorecen la formación de trampas estratigráficas (Echanove, 1986).

2.6.2.2 CRETÁCICO INFERIOR

En el Berriasiano – Hauteriviano Inferior, continuó la subsidencia lenta y continua, en la que predominaron facies de mar abierto representadas por carbonatos finos que constituyen la Formación Tamaulipas Inferior. Solamente, en la margen noroccidental de la provincia correspondiente al área Laredo y parte del área oeste Presa Falcón, las facies fueron relativamente más someras y con presencia de clásticos finos, arcilla y limo, derivadas de algún elemento positivo cercano. En esta porción de la provincia prevalecieron ambientes de plataforma, distinguiéndose la influencia del borde de la plataforma jurásica, que favoreció el depósito de una secuencia calcárea, con delgadas intercalaciones de sedimentos calcáreo-arcillosos que constituyen a la Formación Taraises (Echanove, 1986).

En el Hauteriviano Superior, Barremiano y Aptiano Inferior, hubo extensos periodos de relativa estabilidad, lo que favoreció el desarrollo continuo de un frente arrecifal vertical y progradante hacia el oriente. El modelo sedimentario correspondiente a este periodo, permite la distinción de tres de las facies del patrón sedimentario que son: plataforma, complejo arrecifal y mar abierto. Este modelo arrecifal se distingue en la porción noroeste de la provincia (área Laredo), donde prevalecieron condiciones favorables para el desarrollo de bancos, calizas biógenas y de una estructura arrecifal; a esta secuencia se le denomina Formación Cupido.

Hacia el oriente y sur del complejo arrecifal prevalecieron ambientes de mar abierto, en los que se depositó una secuencia de carbonatos finos correspondientes a la Formación Tamaulipas Inferior (Berriasiano Inferior-Aptiano Inferior) (Figura 2.18).

En el Aptiano Superior, ocurrió una reactivación de las áreas continentales ubicadas al occidente, provocando y ocasionando un cambio notable en la sedimentación. En este periodo persistieron ambientes marinos, en los que se depositó una secuencia delgada calcárea-arcillosa y calcáreo-arcillo-carbonosa, con alto contenido de materia orgánica designándole como Formación La Peña, equivalente al Horizonte Otates que se encuentra al sur de la cuenca. La distribución de estas formaciones está íntimamente ligada al comportamiento de la formación subyacente (Cupido/Tamaulipas Inferior); de tal forma, la Formación La Peña sobreyace a las facies arrecifales y de plataforma de la Formación Cupido (área Laredo); mientras que el Horizonte Otates sobreyace a las facies de mar abierto de la Formación Tamaulipas Inferior en el resto de la provincia (Echanove, 1986).

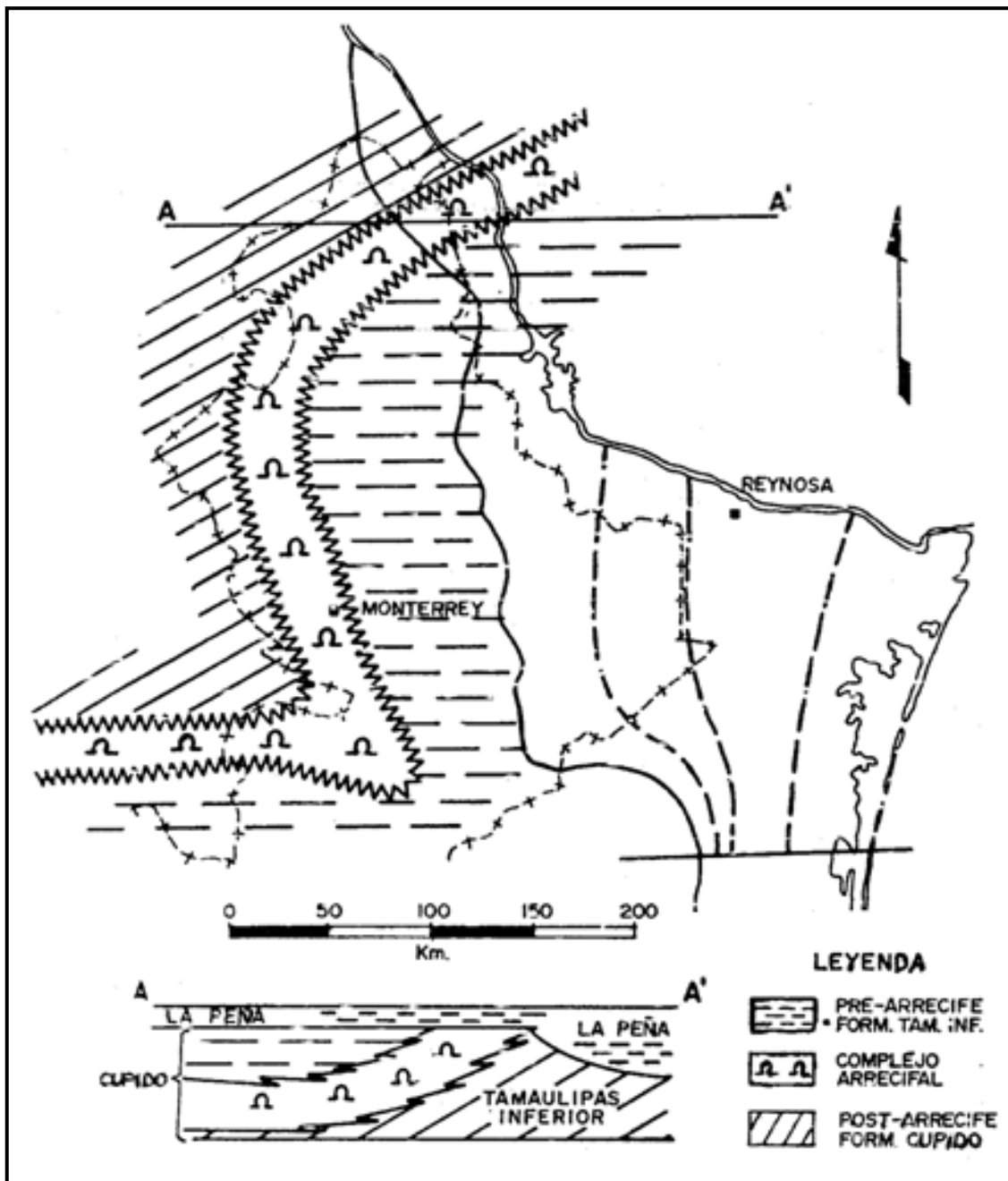


Figura 2.18.- Paleografía del Cretácico Inferior (Neocomiano - Aptiano) en la Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

2.6.2.3 ALBIANO - CENOMANIANO

Durante el Albiano Inferior-Medio, aumenta el ritmo de la subsidencia y se incrementa el efecto transgresivo de los mares hacia el poniente, se establece una amplia y extensa plataforma de bajo relieve y de hundimiento lento, en la que predominaron ambientes marinos extensos a mar abierto. En este ambiente se depositó una potente secuencia de carbonatos finos (lodos calcáreos) con nódulos de pedernal y abundante presencia del foraminíferos, entre los que abundan ejemplares *Colomieilla* sp. Esta secuencia es de estratificación media a gruesa y se le define como Formación Tamaulipas Superior (Figura 2.19) (Echanove, 1986).

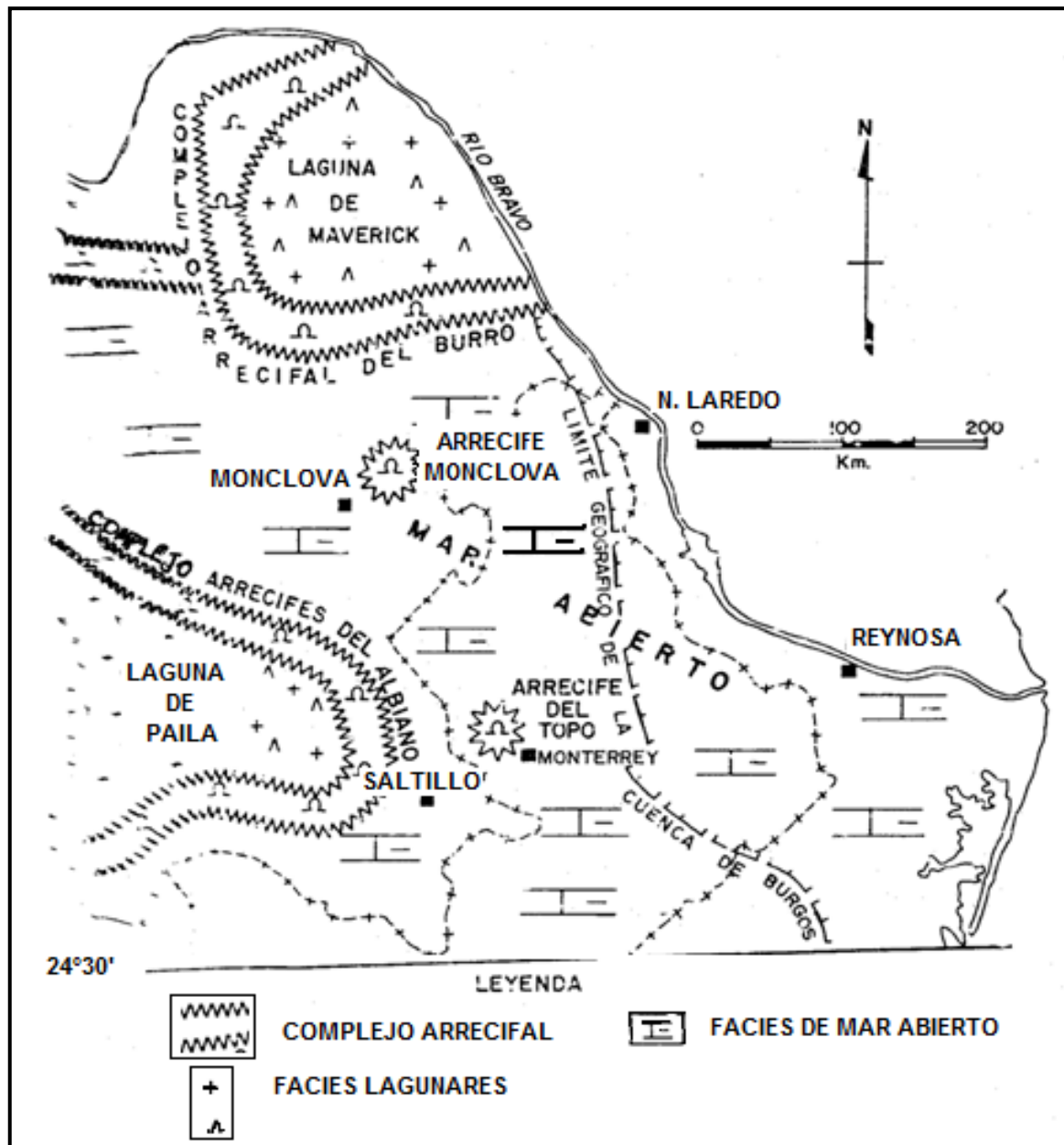


Figura 2.19.- Paleografía del Albiano en la Cuenca de Burgos, FM. Aurora/TAM. Superior (Tomado de Echanove, 1986).

En el Albiano Superior y Cenomaniano Inferior, disminuye el ritmo de subsidencia con periodos de equilibrio que originan una marcada distribución sedimentario-estratigráfica entre la porción noroccidental de la provincia (áreas Laredo y oeste Presa Falcón), con el resto de la margen occidental de la provincia.

En esta época (en las áreas Laredo y oeste Presa Falcón), se define una secuencia tripartita; calcárea en la base y en la cima, separadas por una unidad areno - arcillosa. Interpretándose el predominio de ambientes marinos de profundidad variable en la secuencia y que constituyen al Grupo Washita, que se define por tres unidades formacionales; Georgetown, Del Río y Buda. La secuencia refleja una sedimentación cíclica regresiva, que se inicia en el Albiano Superior con el depósito de una secuencia de carbonatos finos de estratificación media a gruesa, de facies de mar abierto y que representa a la Formación Georgetown.

A Principios del Cenomaniano ocurre un fuerte basculamiento hacia el oriente, probablemente asociado a los movimientos iniciales del levantamiento del Continente al occidente (Sierra Madre Oriental) y del Burro, al noroeste. Estos movimientos originan una rápida y extensa regresión hacia el oriente, con predominio de ambientes someros y el depósito de una secuencia delgada de lutitas y areniscas calcáreas con alto contenido de óxido de fierro y abundante fauna de aguas someras y templadas, representativa de la Formación Del Río. A esta de la parte unidad media del Grupo Washita, le precede una secuencia calcárea de carbonatos finos de estratificación media a gruesa de plataforma externa, lo que refleja el ciclo transgresivo del Cenomaniano Medio y que define a la unidad superior del Grupo Washita. En el resto de la provincia, en la margen occidental y en la porción sur-suroeste (áreas China, sur de San Fernando y San José de las Rusias), predominaron facies de mar abierto durante el Albiano Superior y Cenomaniano Inferior.

En este periodo se deposita una secuencia equivalente al grupo Washita, correspondiente a una potente sección de carbonatos finos y lodos calcáreos negros, de estratificación delgada a media, con abundantes bandas de pedernal gris a negro y que se designa como Formación Cuesta del Cura. Hacia el oriente de la cuenca, las facies se tornan gradualmente más profundas, distinguiéndose una secuencia de lodos calcáreos finos, de estratificación de media a gruesa, que corresponden a un depósito continuo e ininterrumpido del Albiano hasta el Cenomaniano Inferior; a toda esta secuencia se le conoce como Formación Tamaulipas Superior (Echanove, 1986).

2.6.2.4 CRETÁCICO SUPERIOR

En el Cretácico Superior, continúa el levantamiento y/o basculamiento regional del Continente desde la parte occidental (Sierra Madre Oriental) y el retiro gradual de los mares hacia el oriente. En este marco regresivo, durante el Cenomaniano Superior y Turoniano, existió un ambiente marino de aguas someras en el que se depositó una potente secuencia de sedimentos predominantemente arcillo - carbonosos con alto contenido de materia orgánica y con intercalaciones calcáreo - arcillosas, de estratificación delgada. A esta secuencia en la porción noroeste de la provincia (área Laredo), se le denomina Formación Eagle Ford y en el resto de la provincia Formación Agua Nueva.

En el Coniaciano y Santoniano las características regresivas se tornan moderadas y se deposita una secuencia predominantemente calcáreo - arcillosa con intercalaciones de sedimentos calcáreos finos, de estratificación delgada a media y que representa a la Formación Austin en la porción noroccidental de la provincia (área Laredo); mientras que en el resto se le conoce como formación San Felipe (Echanove, 1986). Durante el Campaniano y Maestrichtiano, continuó el movimiento regresivo con periodos de reactivación y oscilaciones del fondo marino. Estableciéndose en la porción noroccidental de la provincia (área Laredo), condiciones de una plataforma oscilante, de interna a media e inclusive externa; mientras que en el resto de la provincia, las condiciones fueron de mar abierto y de aguas profundas.

En el área Laredo Tamaulipas, se depósito una potente secuencia arcillosa - arenosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos de espesor delgado a medio, con la presencia de capas delgadas a medias de carbón. En esta secuencia se distinguen 4 unidades formacionales; Upton y San Miguel, correspondientes al Grupo Taylor del Campaniano y Olmos y Escondido, que corresponden a el Grupo Navarro del Maestrichtiano. La secuencia se inicia con el depósito de una

sección arcillo - arenosa, de estratificación delgada a media y de plataforma media a externa, que se le denomina Formación Upson (Echanove, 1986). Posteriormente, ocurre un nuevo movimiento ascendente que favorece el desarrollo de cuerpos arenosos de características fluvio - deltaicas y de barras marinas costeras; a esta unidad se le designa Formación San Miguel. Sobreyaciendo a esta unidad, se forma un complejo deltaico progradante hacia el oriente, reflejo del predominio de ambientes mixtos y marino somero, que favorecen el desarrollo de cuerpos arenoso, así como el de 2 horizontes de carbón de espesor medio a grueso, intercalados en la sección arcillo - arenosa y que constituyen a la Formación olmos (Figura 2.20).

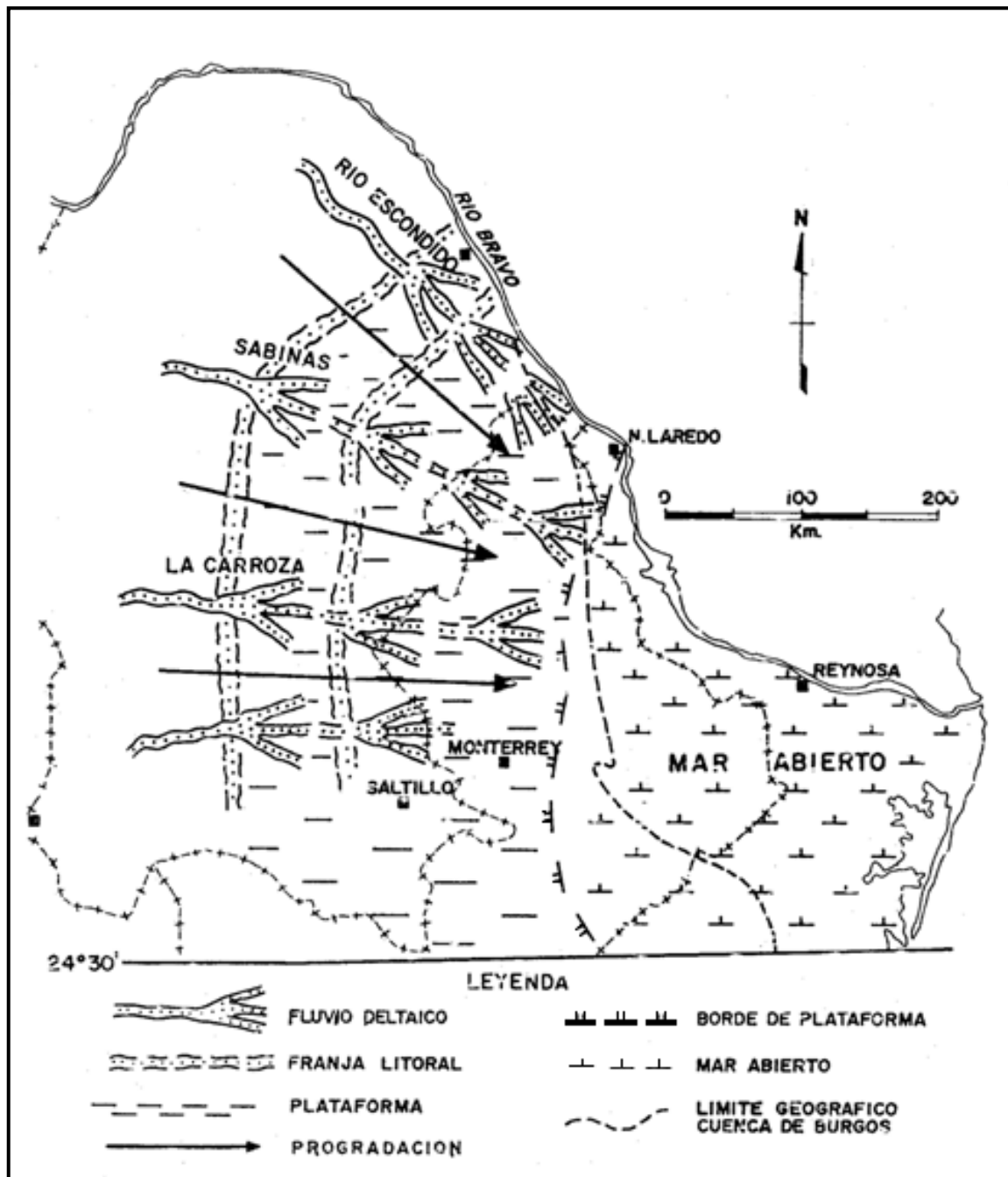


Figura 2.20.- Paleografía del Cretácico Superior (Campaniano - Maestrichtiano) en la Cuenca de Burgos, FM. Parras Difunta/Méndez (Tomado de Echanove, 1986).

El ciclo sedimentario del Cretácico Superior en el área Laredo, está representado por una sección arcillo – arenosa de estratificación media a gruesa, de ambientes marinos medios a externos y que corresponde al final del ciclo sedimentario del Cretácico que se le designa Formación Escondido.

El resto de la provincia de Burgos, en este mismo periodo prevalecieron condiciones de mar abierto y de aguas profundas, en el cual se depositó una potente secuencia calcárea – arcillosa, de tipo margas y lutitas de estratificación media a gruesa equivalente al Grupo Navarro – Taylor y que se denomina Formación Méndez. Esta unidad se distingue por el aspecto nodular de las lutitas y la presencia abundante de globotruncanidos de mar abierto.

Como principales rocas generadoras de hidrocarburos en el Cretácico, se consideran a las lutitas carbonosas y calizas arcillosas de las formaciones Taraises y La Peña del Cretácico Inferior, y el agua Nueva/Eagle Ford del Cretácico Superior (Echanove, 1986).

Estas secuencias contienen suficiente materia orgánica predominantemente de tipo leñoso, herbáceo y amorfo, con una madurez térmica de 2 a 3 de Reflectancia de vitrinita, con probable generación de gas dulce, condensado, aceite ligero y gas amargo subordinado. Como roca almacenadora, se considera principalmente al Complejo Arrecifal “Cupido” del Cretácico Inferior, el cual presenta porosidad y permeabilidad adecuadas. El resto de la secuencia cretácica presenta muy baja permeabilidad, sobresaliendo solo la secundaria inducida por fracturamiento. El sello es de primer orden y lo constituyen las lutitas calcáreas de las formaciones La Peña y Méndez, del Cretácico Inferior y Superior, respectivamente.

La deformación estructural observadas en las rocas cretácicas de la provincia, es en general, moderada; originada por una tectónica de tipo normal – gravitacional y de basculamiento hacia la cuenca. Sin embargo, dentro de este modelo estructural moderado, sobresale una estructura de tipo cóncavo en el área Laredo; Totonaca – Moroco y una estructura de colapso en el área Oeste Presa Falcón; Parás – Agualeguas, ambas deben de estar asociadas a movimientos de evaporitas jurásicas. Además, en el área China, se observa un alargado alineamiento estructural denominado Chiclán – Vaquerías y que probablemente refleja un alto de basamento (Echanove, 1986).

2.6.3 CENOZOICO

2.6.3.1 TERCIARIO

A fines del Cretácico y principios del Cenozoico, ocurrió una serie de movimientos intensos provocados por los efectos del paroxismo de la Orogenia Laramide. Esta actividad originó el plegamiento y levantamiento de las rocas mesozoicas al poniente de la Cuenca de Burgos; provincias: Sierra Madre Oriental y Golfo de Sabinas. En la provincia del Burro-Picachos la deformación fue moderada, por la presencia del elemento subyacente que funciona como un contrafuerte (Echanove, 1986).

En este tiempo, se establece en la provincia de Burgos una amplia y extensa plataforma terciaria, de bajo relieve e inclinada hacia el oriente. Sobre esta plataforma se inicia el depósito de una potente secuencia sedimentaria clástica, arcillo – arenosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos delgados a medios de origen múltiple. De acuerdo a Pérez, Bautista y Aguayo, 2006, la sedimentación fue principalmente marina somera y de carácter cíclico, transgresivo – regresivo constituyendo una marcada progradación secuencial hacia el oriente (Tabla 2).

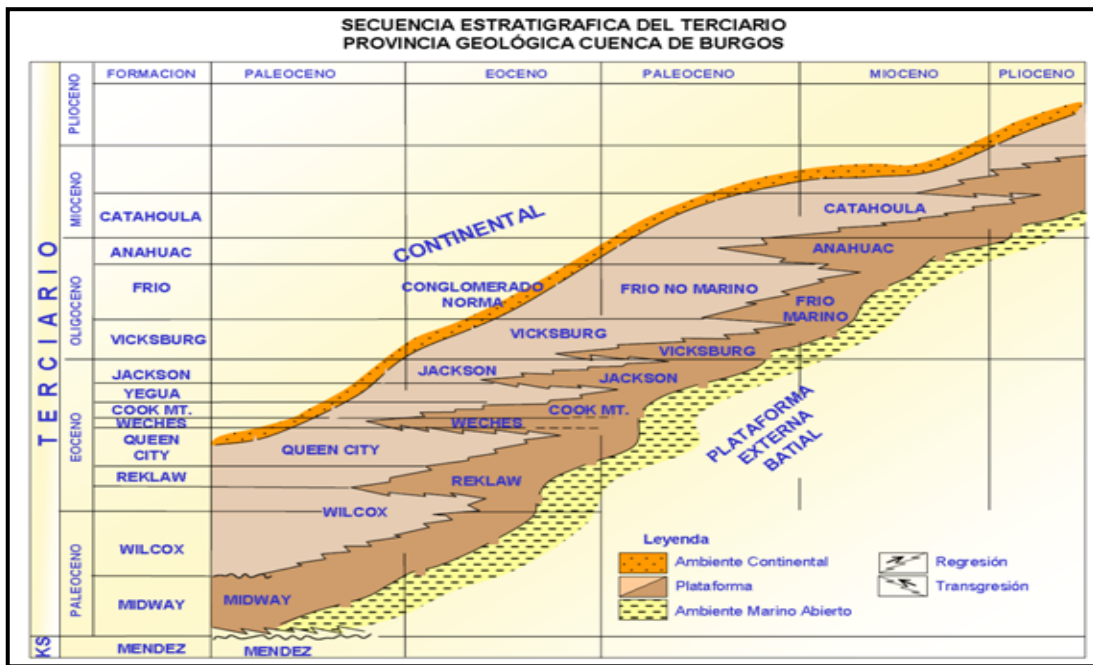


Tabla 2.- Secuencia estratigrafica del Terciario (Tomado de Pérez - Bautista y Aguayo, 2006).

Durante el Terciario, no se realizaron movimientos tectónicos sobresalientes en la provincia; en el Paleoceno y Eoceno, se reflejan pulsaciones de los efectos finales de la Orogenia Laramide; en el Oligoceno y Mioceno ocurren movimientos similares, sólo que de menor intensidad. La actividad ocasiono movimientos de tipo postorogénicos y basculamientos hacia el oriente, con desplazamiento paulatino de la línea de costa en este mismo sentido (Figura 2.21).

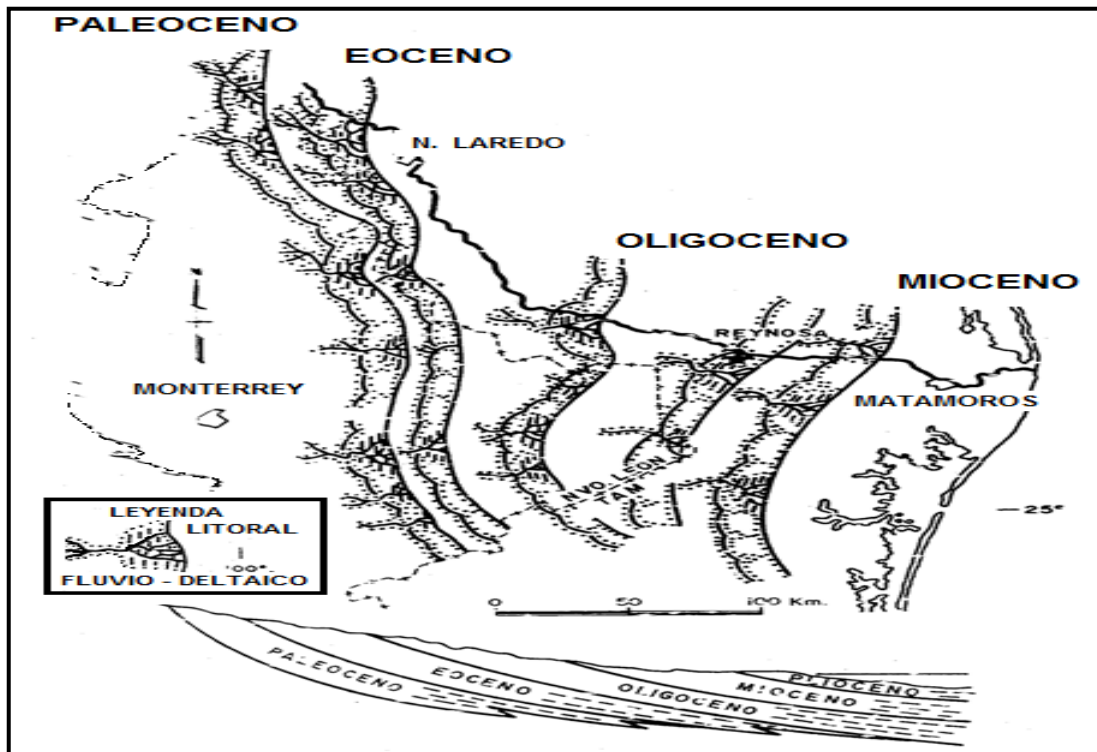


Figura 2.21.- Paleografía del Terciario en la Cuenca de Burgos (Tomado de Pérez - Bautista y Aguayo, 2006).

Igualmente, estos movimientos propiciaron una tectónica de tipo gravitacional que se refleja en un fallamiento normal de intensidad variable y escalonado hacia el oriente, en el mismo sentido de la cuenca (Echanove, 1986). En el fallamiento se distinguen fallas de crecimiento, contemporáneas al depósito, longitudinales, de distribución regional y asociados a cada evento sedimentario; consecuentemente, distribuidas en toda la columna estratigráfica y representadas en cada franja (Pérez, Bautista y Aguayo, 2006). Así mismo, se originaron sistemas de fallamiento normal – gravitacional, de características variables y cuya actividad es post – depositacional, ligeramente posterior a la sedimentación (Figura 2.22).

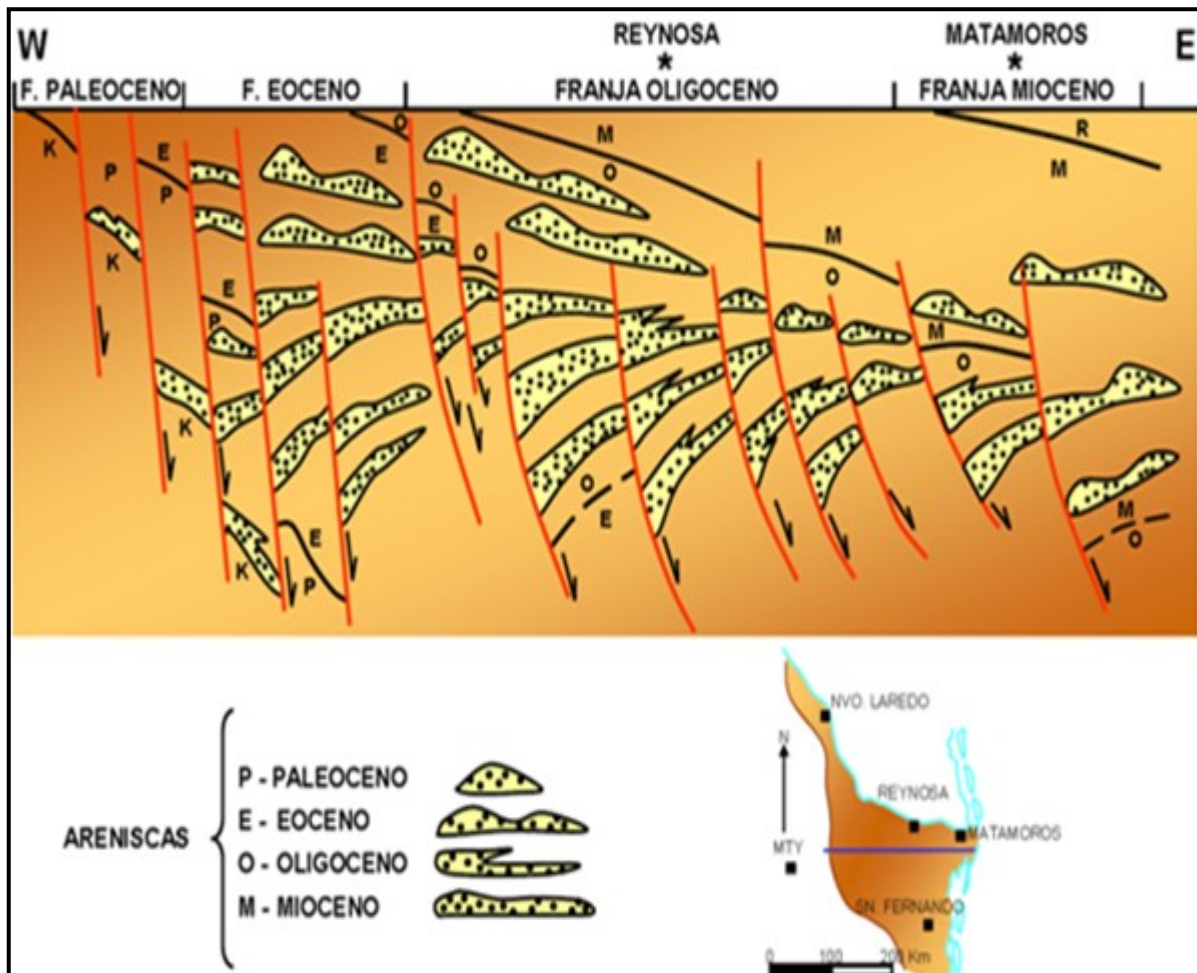


Figura 2.22.- Sistema de fallamiento normal (fallas de crecimiento) en el Terciario en la Cuenca de Burgos (Tomado de Pérez - Bautista y Aguayo, 2006).

2.6.3.1.1 PALEOCENO

En el Paleoceno se inicia una gran transgresión hacia el poniente, que favorece el depósito discordante de areniscas basales y de ambientes someros, sobre una superficie cretácica erosionada. A este depósito, le sobryace una secuencia arcillo-arenosa marina, con aislados y delgados cuerpos arenosos alargados, de distribución restringida y de ambientes de plataforma media a externa (Figura 2.23).

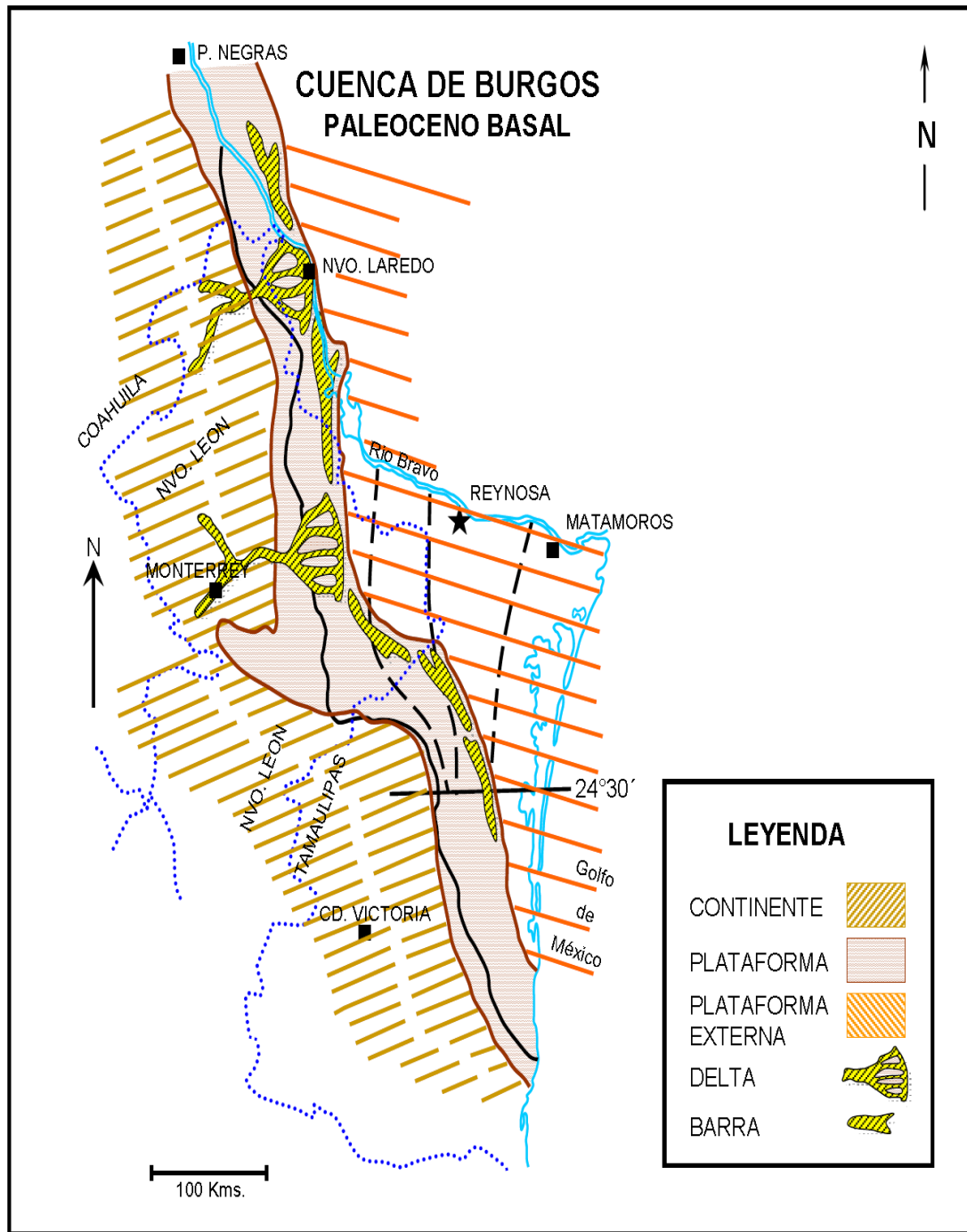


Figura 2.23.- Paleoceno Basal de la Cuenca de Burgos (Tomado de Pérez, 2006).

En el periodo Paleoceno Medio al Eoceno Inferior dentro de un marco cíclico regresivo-transgresivo, progradante hacia el oriente y predominando un ambiente de plataforma interna a media, se depositan sedimentos arcillo-arenosos con intercalaciones variables de areniscas (Echanove, 1986). Estos cuerpos arenosos presentan características de barras costeras de desarrollo múltiple, alargadas, de espesor variable y de amplia distribución; esta secuencia pertenece a la formación Wilcox. A los sedimentos arcillosos equivalente del Paleoceno Medio, depositados en la plataforma media y externa, se les considera pertenecientes a la Formación Midway (Figuras 2.24 y 2.25).

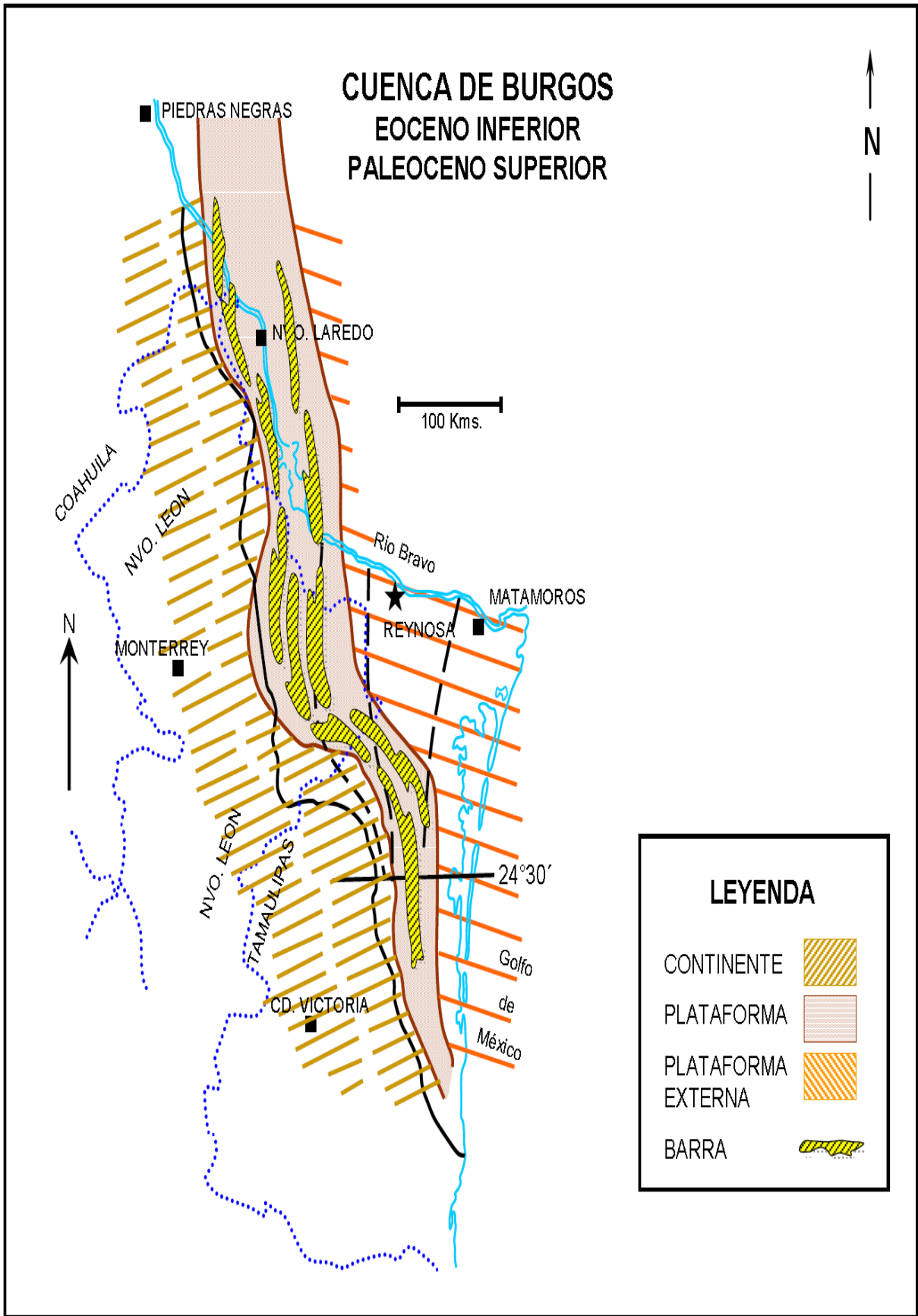


Figura 2.24.- Eoceno Inferior y Paleoceno Superior de la Cuenca de Burgos (Tomado de Pérez, 2006).

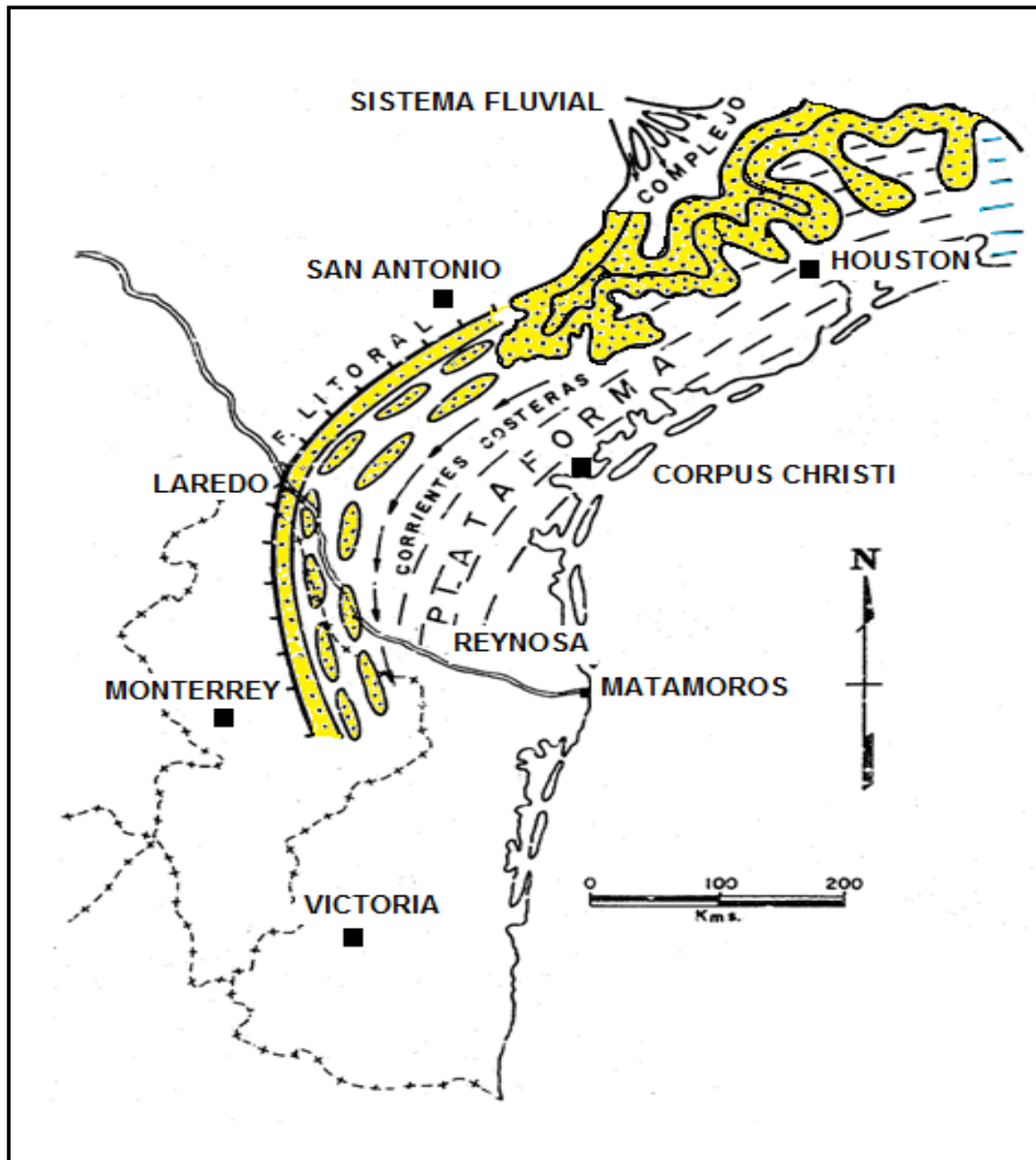


Figura 2.25.- Complejo Fluvio - Deltaico y Sistema de Barras Cotulla (Paleoceno Superior - Eoceno Inferior) en la Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

2.6.3.1.2 EOCENO

Durante la parte alta del Eoceno Inferior y Medio, se establece un ciclo regresivo-transgresivo completo, en el que se deposita la secuencia del Grupo Mount Selman, formaciones; Reklaw, Queen City y Weches. En la porción occidental, predominan ambientes mixtos/someros y de plataforma interna, sobre los que se deposita una secuencia areno - arcillosa con numerosos desarrollos arenosos intercalados, correspondientes a sistemas de barras múltiples, pertenecen a la Formación Queen City.

A las facies equivalentes al oriente, de plataforma media a externa y representada por una sección arcillosa con aislados desarrollos arenosos, se le define como Formación Reklaw. La etapa transgresiva del cierre del ciclo sedimentario del Grupo Mount Selman lo representa la Formación Weches, que esta constituida por una sección arcillosa depositada en ambientes de plataforma media a externa (Echanove, 1986).

A fines del Eoceno Medio y principios del Eoceno Superior, se inicia otro ciclo de depósito de carácter regresivo y está representado por las formaciones Cook Mountain y Yegua. La formación Cook Mountain es marina y predominantemente arcillosa con aislados cuerpos arenosos de distribución restringida, depositada en ambientes de plataforma media a externa. Por su parte la Formación Yegua cierra el ciclo regresivo y esta constituida por sedimentos areno - arcillosos con intercalaciones de areniscas, depositados en ambiente continental y de complejo litoral (Figura 2.26).

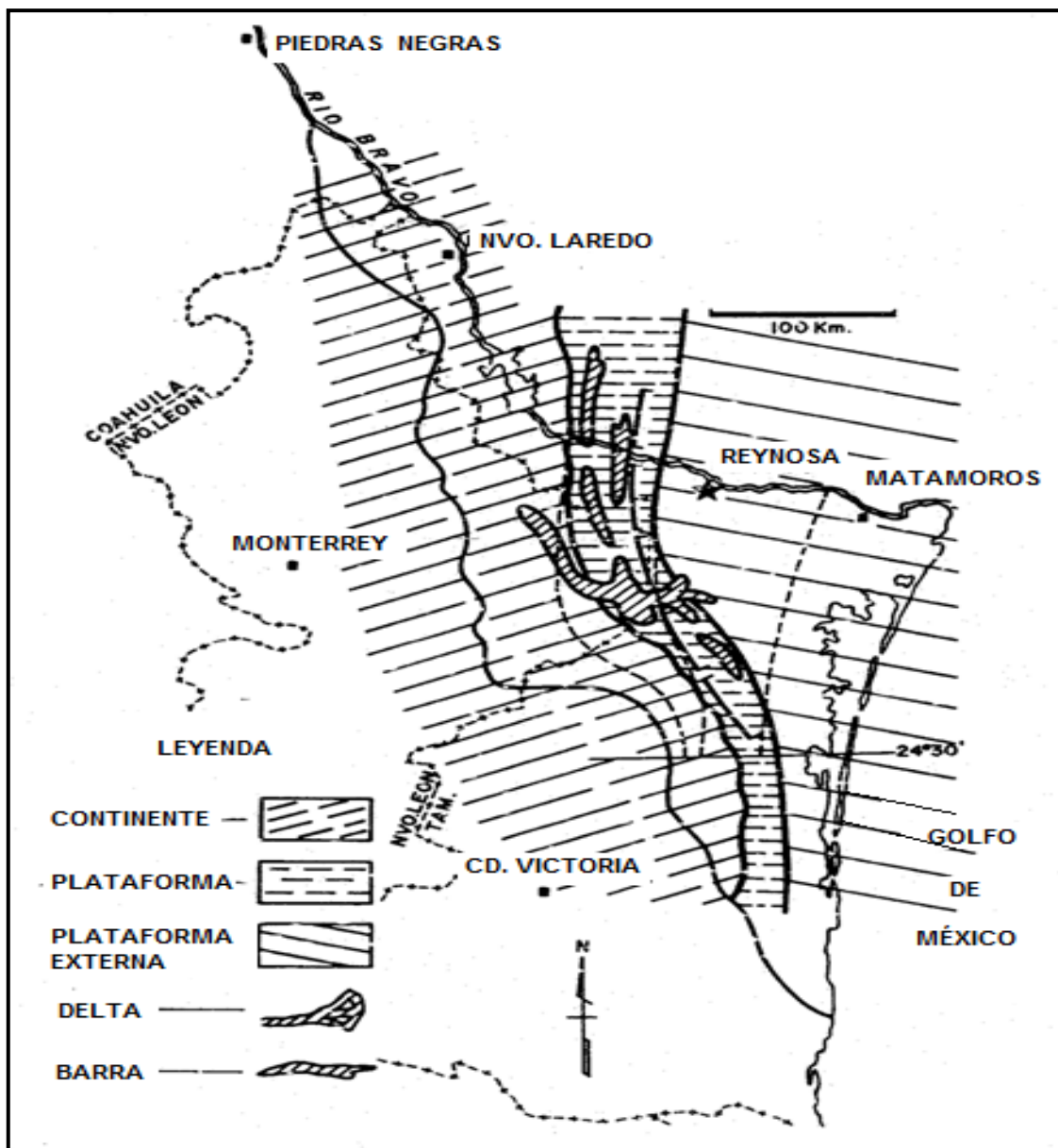


Figura 2.26.- Eoceno Superior en la Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

En el Eoceno Superior ocurre un quiebre en la sedimentación, iniciándose un nuevo ciclo completo transgresivo-regresivo, que se distingue por las tres unidades que constituyen al Grupo Jackson; Inferior, Medio y Superior. A la secuencia sedimentaria de ambientes someros depositados en la etapa inicial transgresiva del ciclo se le define como Formación Jackson Inferior.

A la secuencia sedimentaria precedente, regresivo progradante del ciclo correspondiente a una sección arena – arcillosa de ambientes mixtos e internos se le designa como Formación Jackson Medio y a todos los sedimentos equivalentes, de plataforma media a externa/batial superior, representados por una secuencia marina predominantemente arcillosa, con aislados y delgados cuerpos arenosos intercalados, se le define como Formación Jackson Superior (Echanove, 1986).

En el Paleoceno y Eoceno, la actividad tectónica preponderantemente fue de movimientos verticales, epirogenéticos y basculamientos que favorecieron el desarrollo de un fallamiento normal – gravitacional, de trazas longitudinales, de distribución regional y escalonadas hacia el oriente. En las franjas del Paleoceno y Eoceno, predominan las fallas post – depositacionales, quedando subordinadas las fallas contemporáneas y de crecimiento, cuya actividad no fue muy relevante. Sin embargo, se distingue su influencia en la conformación estructural de algunos campos: Pandura, Jaujal, Arcabuz, Cuervito y Zacate (Echanove, 1986).

El modelo estructural regional corresponde a un extenso monoclinal buzante hacia el oriente, seccionado por un sistema de fallamiento post – depositacional, normal longitudinal y escalonado hacia el oriente. Estos movimientos originan una serie de bloques longitudinales alargados y angostos, de extensión considerable. Dentro de estos bloques conforman pequeñas estructuras anticlinales de cierre pequeño (Arcos, Viboritas, Culebra, Cuervito, etc.), o bien, cierres contra falla de escaso desarrollo (Picadillo, Carretas, Mojarreñas, Benavides, Palmito, etc.).

A fines del Eoceno y principios del Oligoceno, ocurren una serie de intensos movimientos verticales, reflejo de los últimos efectos de la Orogenia Laramide. Estos provocan una reactivación de las áreas positivas, situadas al poniente de la provincia, dando lugar a un gran aporte de clásticos que acentúa los movimientos gravitacionales y propicia el desarrollo de sistemas múltiples y secuencia de fallas de crecimiento, contemporáneas al depósito. Las fallas son de amplia distribución regional y de gran desplazamiento, que destacan en cada etapa sedimentaria del Oligoceno por su influencia notable en el depósito y además, porque se considera el factor principal en la formación de las estructuras de la Franja del Oligoceno (Echanove, 1986).

En este periodo, Eoceno Superior, Oligoceno Inferior, se producen las fallas de crecimiento Zacate, Comitas y Becerro, correspondientes al sistema regional “Samfordyce o Vicksburg Flexure” del vecino país de Estados Unidos y que en la provincia de Burgos se le denomina Sistema Becerro. Estas fallas influyeron notablemente en la sedimentación de las formaciones Yegua y Jackson del Eoceno Superior y Vicksburg del Oligoceno Inferior (Echanove, 1986).

2.6.3.1.3 OLIGOCENO

En la Franja del Oligoceno, los sistemas de fallas de crecimiento son secuenciales hacia el oriente y forman una serie de bloques alargados y subparalelos, de extensión regional y escalonados estratigráficamente en este mismo sentido, siendo el más antiguo al poniente y el más joven hacia el oriente. Estas fallas oligocénicas de gran importancia se les designa de poniente a oriente; Falla

Becerro (Oligoceno Inferior y Medio), Falla Mc Allen – Reynosa (Oligoceno Inferior y Medio), Falla Altamirano (Oligoceno Inferior y Superior), Falla Brasil (Oligoceno Superior), Falla 18 de Marzo (Oligoceno Superior) y Falla Rosita (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior) (Figura 2.27). En el Oligoceno Inferior, se inicia una amplia y extensa transgresión hacia el poniente, cuyo avance llega a cubrir casi totalmente la franja del Eoceno (Figura 2.28).

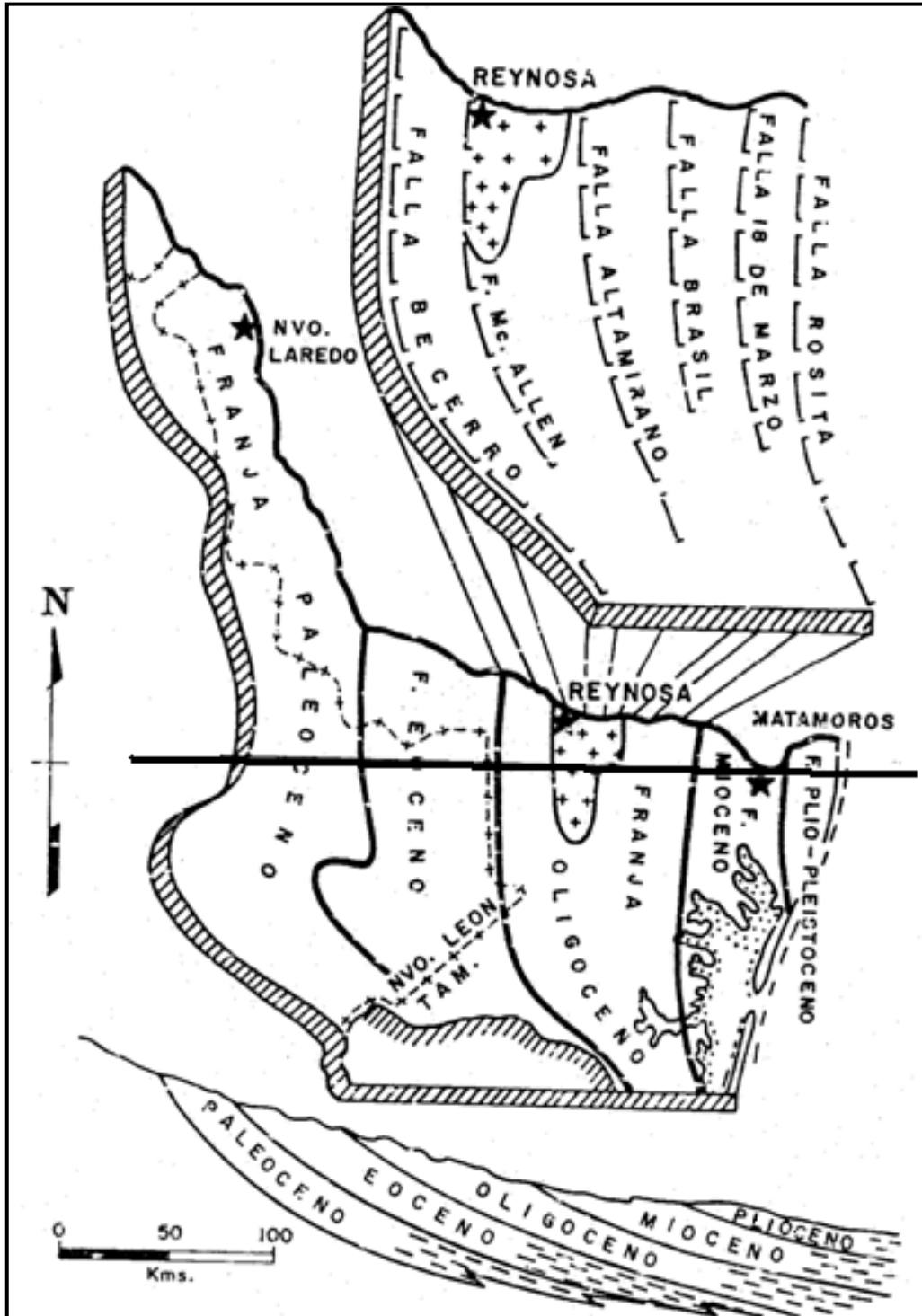


Figura 2.27.- Sistema de fallas de crecimiento del Oligoceno y distribución de los distintos bloques (Franja Oligoceno), Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

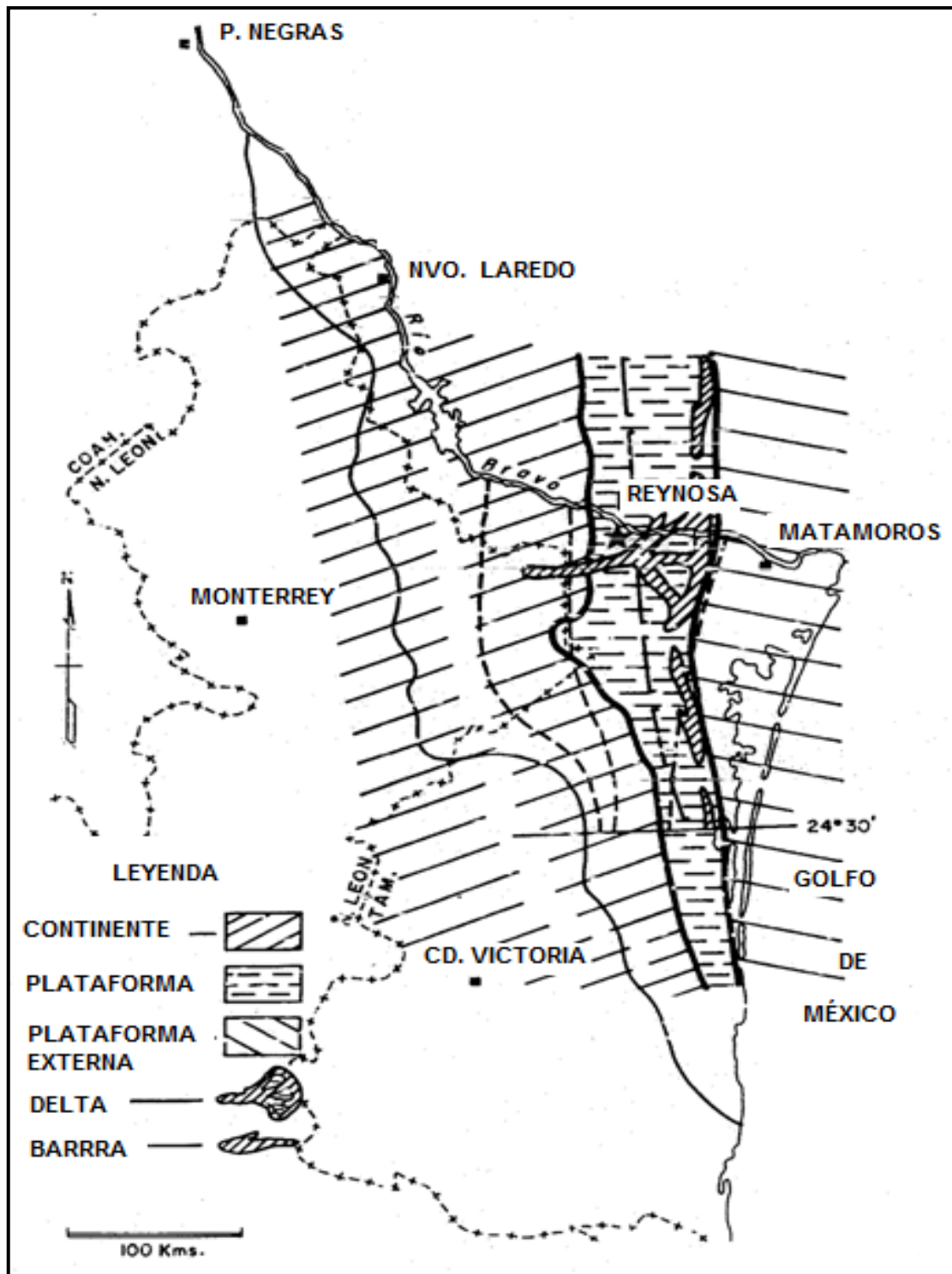


Figura 2.28.- Oligoceno Inferior - Temprano en la Cuenca de Burgos
(Tomado de Echanove, 1986).

Durante el Oligoceno Inferior se tiene la actividad secuencial de las fallas de crecimiento perteneciente al Sistema Becerro y las del Sistema McAllen - Reynosa. Esta actividad, en combinación con las oscilaciones frecuentes de la línea de costa, da lugar al depósito de una secuencia sedimentaria en ambientes desde litoral - marginal hasta nerítico externo y/o batial superior (Figura 2.29).

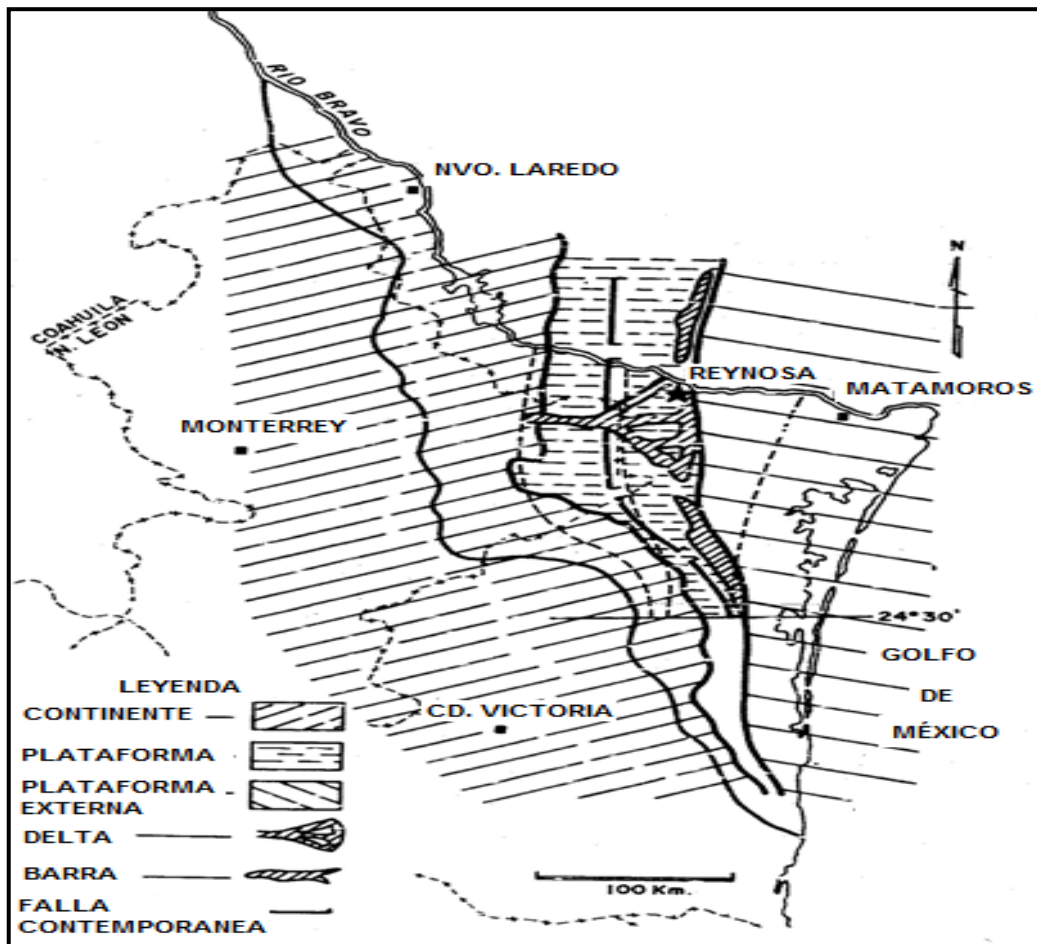


Figura 2.29.- Oligoceno Inferior - Tardío en la Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

Esta secuencia representa a la Formación Vicksburg y está compuesta por una alternancia de areniscas y lutitas, cuya relación varía de acuerdo al ambiente de depósito, siendo mayor la presencia de areniscas hacia el occidente, disminuyendo hacia la cuenca al oriente. Lo notable es el engrosamiento y limpieza de las areniscas sobre los bloques bajos de las fallas de crecimiento (Echanove, 1986). A fines del Oligoceno Inferior y principios del Oligoceno Medio, culmina la etapa transgresiva y se inicia una extensa regresión, provocada por un gran levantamiento y por el rejuvenecimiento de las áreas positivas, situadas al poniente que origina la retirada de los mares hacia el oriente y una gran afluencia de clásticos terrígenos hacia la cuenca, transportados por corrientes fluviales que favorecieron el desarrollo de abanicos aluviales, complejos fluvio-deltáicos y sistemas de barras de barrera, en una etapa regresiva progradante. En esta época se depositan sedimentos predominantemente clásticos; conglomerados, areniscas y lutitas con numerosas intercalaciones de cuerpos arenosos de origen variable. Esta secuencia corresponde con un modelo sedimentario completo, con ambientes continental/mixto, dominantes en el poniente, que gradúan lateralmente hacia el oriente a los ambientes marinos litoral o plataforma interna y de plataforma media a externa/batial; y que representan a las unidades formacionales equivalentes Conglomerado Norma, Frío No Marino y Frío Marino, respectivamente (Echanove, 1986). En este ciclo sedimentario se distingue la influencia de las fallas de crecimiento; Becerro, que afecta al Conglomerado Norma; McAllen - Reynosa, al Frío No Marino y Altamirano - Brasil, al Frío Marino (Figuras 2.30 y 2.31).

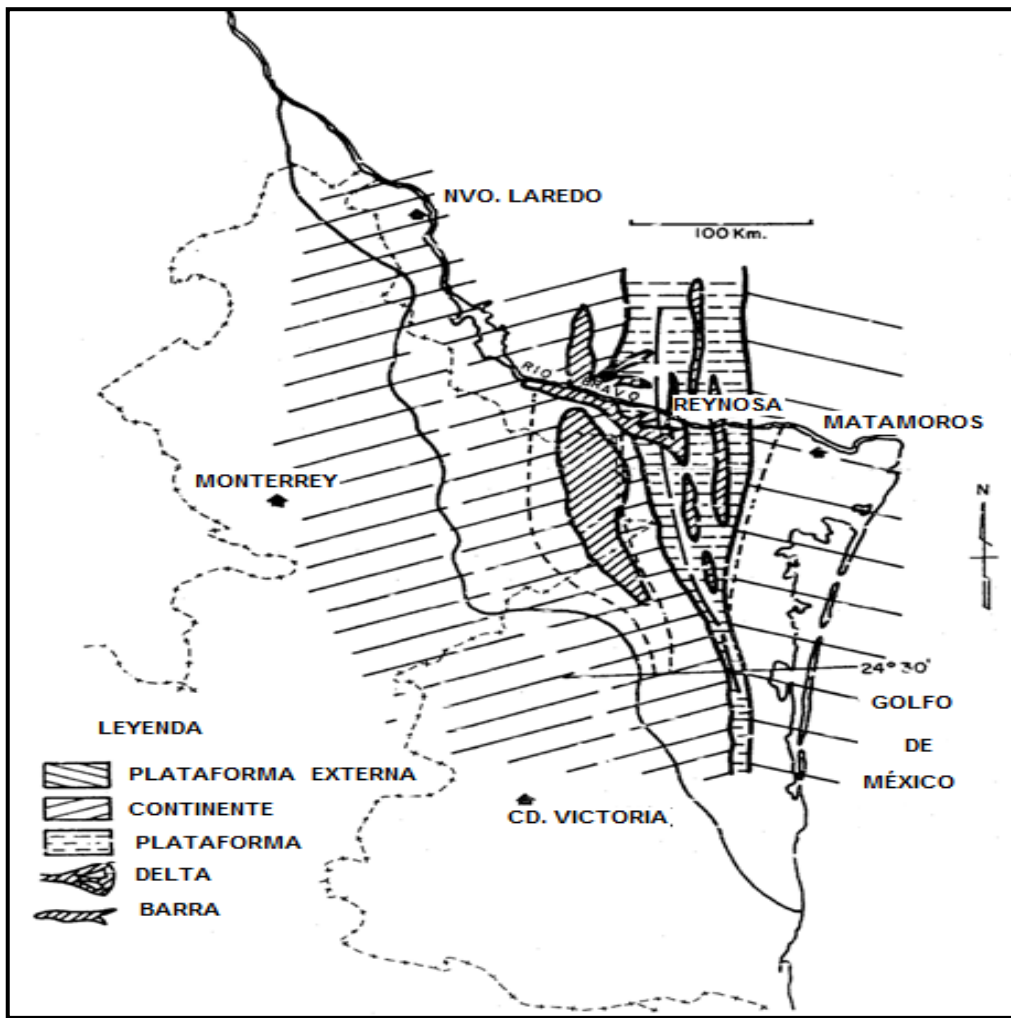


Figura 2.30.- Oligoceno Medio en la Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

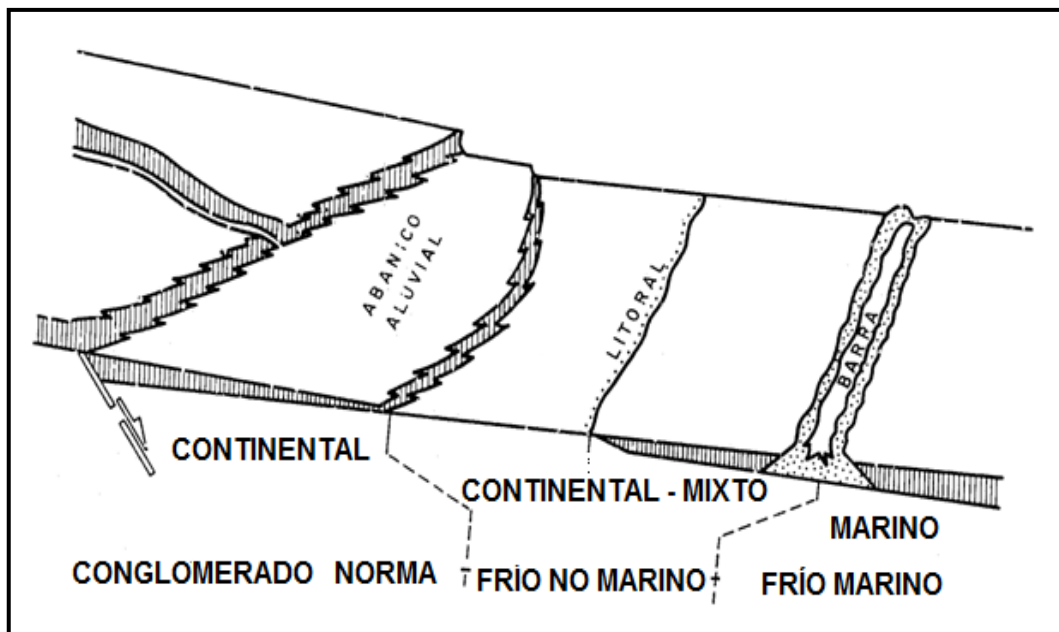


Figura 2.31.- Oligoceno Medio en la Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

Sobre la margen occidental de la Franja del Oligoceno, se depositó una secuencia sedimentaria clástica gruesa a media, mal clasificada; conglomerados y areniscas en una matriz arcillosa – arenosa, en el que predominan ambientes continentales y mixtos. A esta secuencia se le denomina Conglomerado Norma, que también se distingue por la presencia de depósitos uraníferos de placer (Yacimiento La Sierrita). Hacia el oriente, los ambientes de depósito varían gradualmente a salobres (litoral-mixto) y marinos someros (plataforma interna); depositándose una potente secuencia areno-arcillosa, con numerosos desarrollos arenosos, alternando con delgadas secciones arcillosas marinas. La gran afluencia de clásticos y la continua subsidencia, favoreció el desarrollo de complejos fluvio – deltáicos y sistemas múltiples de barras de barrera, de crecimiento secuencial y progradante hacia el oriente. A esta secuencia de ambiente mixto se le define como Formación Frío No Marino y está influenciada por el sistema de fallas de crecimiento “McAllen”; mismas que también representan el factor principal en la formación de las estructuras primarias presentes en la Franja del Oligoceno (Echanove, 1986).

Hacia el oriente, continúa la variación gradual de ambientes salobres y mixtos a ambientes marinos francos, donde se deposita una secuencia arcillo – arenosa con aisladas intercalaciones de areniscas que definen a la Formación Marino. El depósito de esta sección fue influenciado por las fallas de crecimiento Altamirano y Brasil. En el Oligoceno Superior, cesa la etapa regresiva y se inicia una nueva etapa tectónica – sedimentaria, con el desarrollo de un ciclo transgresivo/regresivo completo; distinguiéndose la influencia de las fallas de crecimiento Brasil y 18 de Marzo; así como la Falla Rosita, que también afectó a la sedimentación del Mioceno Inferior (Echanove, 1986). En este periodo se deposita una secuencia arcillo – arenosa marina, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos y que se divide en tres zonas bioestratigráficas distintivas que a la vez reflejan el ciclo sedimentario completo. La distribución lateral de las facies y ambientes de depósito se ilustra en la figura 2.32.

Zona Marginulina: Sección marina con aisladas y delgadas intercalaciones de areniscas arcillosas, con predominio de ambientes de plataforma media a externa y que representan a la etapa inicial transgresiva.

Zona Heterostegina: Sedimentos arcillo – arenosos marinos de plataforma interna a media, con intercalaciones delgadas de areniscas de tipo de barras costeras, depositados discordantemente sobre la sección Frío no Marino del Oligoceno Medio. La secuencia representa el máximo avance transgresivo hacia el poniente.

Zona Discorbis: Secuencia areno – arcillosa marina con numerosas intercalaciones delgadas de areniscas, características de un complejo litoral o de barras costeras; depositadas sobre una plataforma interna a media. Esta secuencia representa a la etapa regresiva del ciclo. Simultáneamente hacia la porción occidental se deposita una potente secuencia areno – arcillosa de ambiente continental – mixto y salobre con intercalaciones variables de cuerpos arenosos delgados a medios y que se le define como Formación Catahoula. Esta secuencia es equivalente a la sección marina de la Zona Discorbis y por efecto sedimentario regresivo – progradante, se desplaza aparente y paulatinamente hacia el oriente, sobre la sección marina de la Zona Discorbis. Por las características sedimentarias mencionadas y posición estratigráfica observada, se considera a esta secuencia correspondiente a la Formación Catahoula del Oligoceno Superior – Mioceno Inferior (Echanove, 1986).

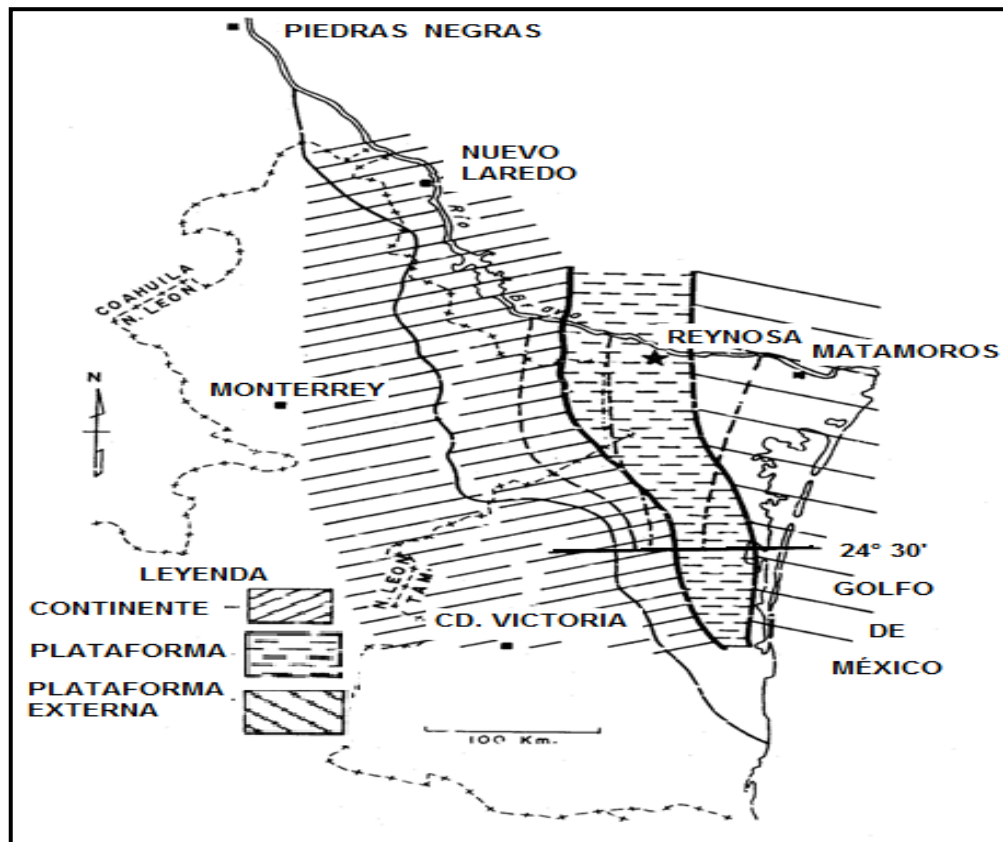


Figura 2.32.- Oligoceno Medio en la Cuenca de Burgos (Tomado de Echanove, 1986).

La principal actividad tectónica en el Oligoceno, lo constituyen las fallas de crecimiento (contemporáneas a la sedimentación) y que presentan un desarrollo múltiple y secuencial, son de carácter regional y de gran desplazamiento. Estas fallas se consideran el factor principal en la formación de las estructuras de las franjas Oligoceno, Mioceno y Plioceno. En cada bloque, se desarrolla un modelo similar que consiste en una estructura de crecimiento simultáneo a la acción de las fallas contemporáneas y que forman estructuras de tipo anticlinal, ligeramente asimétricos, cuyo eje es longitudinal y sensiblemente paralelo a la traza de la falla; igualmente, la inclinación es semejante a la del plano de la falla de crecimiento. Las estructuras presentan un echado hacia el poniente, mientras que el flanco oriental conserva un echado menor. El fallamiento post-depositacional no es muy relevante en la franja oligocénica, origina bloques alargados y angostos, sobre los que se forman estructuras secundarias de poca amplitud y cierres contra falla (Echanove, 1986).

2.6.3.1.4 MIOCENO

En el Mioceno continúa la progradación hacia el oriente con gran afluencia de sedimentos, la activación de movimientos gravitacionales y el desarrollo de grandes fallas de crecimiento, de distribución regional y contemporánea al depósito. Esta actividad provocó eventos tectónicos sedimentarios similares a las del Oligoceno, y consecuentemente se definen modelos estructurales similares. A principios del Mioceno Inferior, persiste la extensa regresión hacia el oriente, iniciada en el Oligoceno Superior y continúa el depósito gradual de la secuencia areno-arcillosa de ambientes continental y mixto designada como Formación Catahoula (Echanove, 1986).

A mediados del Mioceno Inferior, se interrumpe el ciclo, cesa la etapa regresiva y se inicia una extensa transgresión hacia el poniente, con la influencia de fallas contemporáneas, Rosita y Matamoros; esta actividad continúa en el Mioceno Medio (Echanove, 1986). En este periodo se forma una amplia y extensa plataforma, sobre la cual se deposita una secuencia marina somera predominantemente areno-arcillosa, con intercalaciones variables de cuerpos arenosos medios a gruesos, correspondientes a un complejo litoral o a barras costeras de crecimiento múltiple, predominando ambientes mixtos y de plataforma interna; a esta secuencia se le define como Formación Oakville o Zona Robulus 43 - A, o bien, como Unidad del Mioceno Inferior. A la secuencia equivalente de ambiente marino, correspondiente a la plataforma media a externa se le define como Formación Lagarto, o bien, como Unidad del Mioceno Medio, si es predominantemente arcillosa con delgadas intercalaciones de arenisca.

A Principios del Mioceno Superior se cierra el ciclo con la etapa transgresiva y se inicia una extensa etapa regresiva y progradante hacia el oriente. En esta se deposita una secuencia areno - arcillosa, con numerosos desarrollos arenosos, intercalados correspondientes a antiguos complejos litorales y a sistemas de barras costeras múltiples, propias de ambientes continental/mixto y de plataforma interna. Esta secuencia se define como Unidad del Mioceno Superior (Echanove, 1986).

En la parte baja del Plioceno, cesa la etapa regresiva y se inicia un nuevo ciclo sedimentario con una corta transgresión hacia el poniente precedida por una extensa etapa regresiva y progradante hacia el oriente; esta última etapa continúa en el Reciente y persiste en la actualidad. En la Franja del Mioceno, se desarrollan modelos estructurales de crecimiento contemporáneo, similares a los establecidos en la Franja del Oligoceno; distinguiéndose las fallas de crecimiento y una mayor actividad de fallamiento post - depositacional.

En esta franja, se define un extenso monoclinal regional buzante hacia el oriente y seccionado longitudinalmente por un sistema de fallamiento normal - gravitacional, en el que se distinguen fallas contemporáneas de crecimiento secuencial y fallas post - depositacionales de gran desplazamiento (Echanove, 1986). En general las fallas se presentan escalonadas hacia el oriente; sin embargo, se han identificado varias fallas "antitéticas", post - depósito, con desplazamientos variables hacia el poniente, contrario al movimiento regional. Estas fallas son de tipo compensatorio y están asociadas al fallamiento principal. Las trazas de las fallas son sensiblemente paralelas y predominantemente longitudinales, con una orientación NNE - SSW, que aparentemente coincide con el rumbo de la sedimentación. La actividad de las fallas de crecimiento originan la formación y desarrollo contemporáneo de las principales estructuras, principalmente anticlinales asimétricos, de características semidómicas, las que son posteriormente afectadas por un fallamiento post - depósito, formando una serie de bloques alargados sobre los que se originan estructuras secundarias y cierres contra falla. Se considera que la última actividad tectónica que ocurrió en la Cuenca de Burgos, fue en el Mioceno Superior (Echanove, 1986).

2.6.3.1.5 PLIOCENO (CUATERNARIO – PLEISTOCENO)

En el Plioceno, Pleistoceno y Cuaternario no se han detectado movimientos sobresalientes, solo estaremos hablando de rellenos sedimentarios dados por la existencia de un número elevado de ríos que generan ambientes deltaicos, que han modificado su cauce a lo largo del tiempo geológico y que traen como consecuencia la acumulación de material areno-arcilloso.