

Universidad de Pinar del Río
"Hnos. Saíz Montes de Oca"

Título: Características Estratigráficas de las Secuencias Vulcanógenas y Vulcanógenas-Sedimentarias del Arco Volcánico del Cretácico por datos de Subsuelo, Zona Pina-Brujo-Naranjo, Cuenca Central, Cuba.

Tesis presentada en opción al Título Académico de Máster en Geología. (Mención Geología del petróleo)

Autor: Ing. Carlos Manuel Perera Falcón
Tutor: Dr. Gustavo Echeverría Rodríguez

La Habana
2008

Universidad de Pinar del Río
"Hnos. Saíz Montes de Oca"

Título: Características Estratigráficas de las Secuencias
Vulcanógenas y Vulcanógenas-Sedimentarias del Arco Volcánico
del Cretácico por datos de Subsuelo, Zona Pina-Brujo-Naranjo,
Cuenca Central, Cuba.

Tesis presentada en opción al Título Académico de Máster en
Geología. (Mención Geología del petróleo)

Autor: Ing. Carlos Manuel Perera Falcón
Tutor: Dr. Gustavo Echeverría Rodríguez

La Habana
2008

Agradecimientos:

A mi tutor

A los profesores

A la dirección de Exploración del CEINPET, por su apoyo y confianza

A todos los compañeros de trabajo del Departamento de Estratigrafía, por su aliento y afecto

A mi familia por su ayuda y comprensión

A todos, muchas gracias

*A mi esposa, que siempre ha estado
a mi lado, en las buenas y en las malas,
Por su optimismo y perseverancia,
Por su amor infinito.*

Carlos

Índice	página
Introducción	1
Capítulo-I Geología regional del arco volcánico Cretácico de Cuba de	
La Zona Pina- Brujo-Los Naranjos	3
1.1- Grado de Estudio	3
1.2- Principales características de las fases del arco volcánico Cretácico	9
1.3-Geología de la Zona Pina-Brujo-Naranjo	12
Capítulo-II Materiales y Métodos	15
2.1-Materiales	15
2.2-Métodos	20
Capítulo- III Resultados. Secuencias vulcanógenas y vulcanógeno	
-sedimentarias	26
3.1-Algunas consideraciones bioestratigráficas	27
3.2-Características estratigráficas	32
3.2.1-Estratigrafía del yacimiento Pina	32
3.2.2-Estratigrafía del yacimiento Brujo	38
3.2.3-Estratigrafía de la Zona Los Naranjos	41
Capítulo IV Discusión	46
4.1-Relaciones estratigráficas	46
4.2-Evolución geológica de los sedimentos del arco en la Zona	48
4.3-Consideraciones sobre los sedimentos sinorogénicos del Cretácico	
y su relación con el arco	51
4.4-Criterio sobre el potencial de hidrocarburos de la secuencia	
vulcanógena sedimentaria de la Zona	53
Conclusiones	56
Recomendaciones	58
Bibliografía	59
Anexos	63-102

Resumen

En el presente trabajo se muestran aspectos de la estratigrafía de las secuencias del arco volcánico y los sedimentos basales del sinorogénico del área Pina-Brujo-Los Naranjos, para lo cual fueron objeto de estudio numerosos pozos, se confeccionaron esquemas de correlación, incluyendo perforaciones recientes y columnas geológicas de diferentes áreas. Además, se incluyen datos estratigráficos, bioestratigráficos y paleoambiente, que definen claramente las edades de los diferentes intervalos, enriqueciendo los conocimientos de cada área, así como se obtienen datos relacionados con variaciones faciales del corte y la evolución de la cuenca. Se establecieron las edades de Aptiano–Albiano para la secuencia efusiva y de Albiano Superior-Campaniano para la explosiva, así como la edad de Maastrichtiano Superior-Eoceno Inferior para los sedimentos basales, que corresponden al sello de las secuencias del arco volcánico.

La información, obtenida mediante este estudio podrá ser de utilidad en la evaluación de la exploración petrolera de la región.

Abstract

This work shows the aspects related to the stratigraphy of Cretaceous volcanic arc and lower synorogenic of the Pina-Brujo-Los Naranjos area in the limit of the central basin. A study was accomplished of samples from several wells. Schematic correlations were done of recent oil wells their geologic composition of several areas new stratigraphic, biostratigraphy and depositional environment which clearly defines the ages of the strata. New information is obtained concerning facial changes as well as basinal evolution which allowed to evaluate the oil exploration in this area of the central basin.

Introducción

El estudio se enmarca en la región gasopetrolífera conocida como Cuenca Central, provincia de Ciego de Ávila, Cuba, (fig. 1.1), presenta un volumen considerable de trabajos con el fin de búsqueda de hidrocarburos. Además la región geográfica en la cual se enclava también ha sido objeto de numerosos estudios geólogo-geofísicos con fines diversos. Todo esto hace que el área estudiada presente una bibliografía considerablemente extensa, se trata, entonces de recopilar sus momentos más importantes. Para lograrlo, fueron sintetizados los más importantes y ordenados de forma sencilla, según su especialidad e importancia. Se aspira a evaluar y puntualizar criterios sobre la posición estratigráfica y la distribución de las secuencias del arco volcánico cretácico en los pozos y la relación de los sedimentos basales del sinorogénico con la del arco en la zona Pina-Brujo-Los Naranjos. Resulta entonces, imprescindible reunir toda la información acumulada y a la luz de los nuevos datos actualizar la zona. Partiendo de los criterios establecidos por Álvarez Castro (1994), se puntualizan interpretaciones, tanto actuales como anteriores, se logran ajustes importantes en interpretaciones estratigráficas y bioestratigráficas en los cortes de los pozos de las secuencias del arco y del sinorogénico.

Un aspecto importante, es relacionar el área de Pina con la de Brujo para definir si existe alguna similitud entre las dos áreas, anteriormente mencionadas.

De tal forma, es objetivo de este estudio la creación de nuevos esquemas de correlaciones estratigráficas y columnas generalizadas, para ser utilizadas en la evaluación del potencial gasopetrolífero de la zona y orientar la exploración de los nuevos pozos de la región.

Problema científico: La posición estratigráfica de las secuencias del arco volcánico Cretácico y los sedimentos basal del sinorogénico en los pozos del área Pina-Brujo-Los Naranjos, aun no está clara a pesar de las interpretaciones realizadas, existe la necesidad de esclarecer dicha posición por la importancia que tiene en las evaluaciones futuras del potencial de hidrocarburos de éstos depósitos.

Objeto:

Secuencias del Arco Volcánico del cretácico y los sedimentos sinorogénicos basales del área Pina-Brujo y los Naranjos.

Objetivos:

- Caracterizar estratigráfica y bioestratigráficamente el arco volcánico Cretácico de la zona Pina-Brujo-Los Naranjos.
- Esclarecer su relación estratigráfica con los sedimentos sinorogénicos del Maastrichtiano-Eoceno Inferior.
- Brindar información sobre el potencial de hidrocarburos de los depósitos vulcanógeno-sedimentarios del arco y del sinorogénico.

Hipótesis:

Con nuevos datos (espesores de las secuencias, columnas geológicas y correlaciones) de la interpretación estratigráfica y bioestratigráfica de las secuencias del Arco y su distribución en los pozos se puede definir la posición estratigráfica de los sedimentos vulcanógenos y vulcanógeno-sedimentarios, para ser utilizados en la valoración de las perspectivas gasopetrolíferas en el Área Pina-Brujo y Los Naranjos

Capítulo-1 Geología regional del arco volcánico Cretácico de Cuba y de la Zona Pina-Brujo-Los Naranjos

1.1 Grado de Estudio:

Desde finales del siglo pasado se comenzaron a realizar trabajos geológicos que incluye el área Pina-Brujo-Los Naranjos. Muchos de estos primeros esquemas tienen carácter general y carecen de mayores especificaciones, lo que denota el grado de estudio logrado hasta ese momento. Entre ellos podemos mencionar el caso del primer mapa geológico esquemático de Cuba, confeccionado por Manuel Fernández de Castro entre (1869 y 1883), en el cual se incluyó la zona Central. En éste mapa se representó, de forma general, los mayores complejos de rocas efusivas, las serpentinitas, las secuencias metamórficas y carbonatadas de la región.

En la etapa pre-revolucionaria, en la década del cuarenta y los primeros años del cincuenta, los trabajos de perforación se hicieron por compañías extranjeras, entre los mas importante, se encontraban *Cuban California Oil, Co. Cuban Stannolind Oil, Esso Standard Oil Co., Atlantic Refining y la Co., Kewane Oil Co.*

Thiadens (1937) estudió las secuencias vulcanógenas y vulcanógenas-sedimentarias del Cretácico de la parte Central de Las Villas, incluyendo a las mismas en la “Formación Tobas”; las cuales tienen una amplia difusión en Cuenca Central.

Calvache y Brodermann (1954) en: Milián (1987), realizaron un estudio en la zona de Jatibonico y presentan una buena correlación geológica del área mencionada. Señalan que las rocas productoras de petróleo en Jatibonico, se corresponden con conglomerados sedimentarios.

Las corporaciones petroleras iniciaron la perforación del pozo Echevarria No-5 hasta 2552m., en 1954. Fue ensayado en zonas superiores, obteniendo buenas producciones de petróleo.

Cuban American Drilling, en 1955, comenzó la perforación del Cristales N°-1 con 2250m el cual obtuvo gas.

Cuban American Canadian en 1956 comenzó la perforación del Catalina N°-1, el cual fue productor.

En 1954-1958 se perforaron varios pozos, tanto en los yacimientos ya descubiertos, como hacia los bordes de la cuenca (Arroyo Blanco, Loma Cunagua, Bijabo, S. Spíritus Cristales, Adelaidas, Noritas).

Wassal (1956), confeccionó un mapa geológico a escala 1: 46000, donde incluye las zonas de Sancti Spíritus, Zaza del Medio, Taguasco y el norte de las Villas. Es un mapa generalizado del área, donde se representan las Formaciones Bijabos, secuencias vulcanógenas, granitoides y serpentinitas de la Cuenca Central. Presenta algunos elementos estructurales como son la representación de varios anticlinales buzando al noreste, así como extensas dislocaciones tectónicas.

Bandt (1958), realiza un estudio geológico en las áreas de Jatibonico, antigua provincia Las Villas y en Camagüey, donde sobresalen algunos mapas geológicos. Con posterioridad a estos y lógicamente tomando muchos de ellos como base, se realizaron otros trabajos de levantamiento geológico con mayor precisión y más subdivisiones en las formaciones geológicas.

Después del triunfo de la Revolución comienza una nueva etapa en las investigaciones geológicas, interrelacionándose todas las investigaciones geológicas hasta entonces y se iniciaron los trabajos de búsqueda y exploración, con la ayuda de la geofísica y las perforaciones profundas.

En 1960 se reinició la perforación del yacimiento Cristales y posteriormente se llevó hacia otras áreas como la de Jatibonico, Catalina y Reforma. Como resultado de estas perforaciones, se realizaron varios informes a cerca de la constitución geológica de la Cuenca Central.

Durante los años 1961 y 1962, se realizó el levantamiento geológico de la Cuenca Central en escala 1: 100000, según el cual, fue confeccionado un mapa geológico en la misma escala por el Ing. Echeverría y J. Patiño. Este mapa presenta una buena elaboración en las descripciones de las formaciones, producto de los datos tomados de los pozos perforados en la Cuenca.

Furrazola *et al.* (1964), realizaron la generalización de todas las investigaciones geológicas de Cuba y como resultado publicaron en "Geología de Cuba" los mapas geológicos confeccionados hasta el momento (mapa geológico de Cuba 1:

100000 de 1962, mapa de yacimiento de minerales del área de Cuenca Central escala 1: 500000 de 1963).

Los trabajos geológicos con los que comenzó la utilización de las curvas de carotage para criterios cualitativos y cuantitativos de mayor rigor y precisión, datan del año 1966 con trabajos de cálculo de reserva en el Yacimiento Jatibonico.

Posteriormente, en 1970 se realiza el primer trabajo específico y no rutinario de geofísica de pozo por Silvia Valladares; el mismo se contempla en la tesis de diploma “Algunas consideraciones acerca de las propiedades Colectora y de Saturación de las Rocas Vulcanógenas Cubanas”. En el mismo, se utilizaron registros radioactivos en 15 pozos, para interpretaciones cuantitativas por primera vez. Otro trabajo geofísico de importancia fue el Tema III de la Generalización Científica (1975), donde no solo se exponen efectos sino que también se argumentan las causas de las propiedades que interesan en la geofísica de pozos. Lazaret *et al.* (1972) presentaron para el territorio de Cuba Central las condiciones tectónicas de la distribución de los depósitos de petróleo, gas y bitúmen.

Roitman y Larkin (1973) realizaron un estudio geofísico para la orientación de los estudios geológico-geofísicos para la búsqueda y exploración de hidrocarburos mediante un esquema de regionalización tectónica y un mapa de perspectivas gasopetrolíferas a escala 1: 100000.

En su informe “Análisis de los resultados de los estudios geólogo-geofísico con el fin de definir la orientación de posteriores trabajos de búsqueda y exploración para petróleo y gas en Cuenca Central”.

En 1975, el grupo de generalización Científica (Grupo Ciencias), presentó 5 temas de generalización que necesitaron de un volumen amplio de materiales de la Cuenca Central, que resultó ser la región más estudiada. Para la misma se elaboraron esquemas tectónicos Tema IV Shein (1975), columnas estratigráficas generalizadas Tema I, Kusnetsov (1975) y mapa litofaciales del complejo orogénico de la depresión central. El informe IV recoge los aspectos más importantes, resumir la información geológica integral y regional.

Durante 1978 se realizó por especialistas del Instituto de Geología y Paleontología de la A.C. de Cuba, (hoy llamado IGP del MINBAS), un levantamiento de la

antigua provincia de Villa Clara, que culminó con un informe final y un mapa geológico a escala 1:50000. El informe final describe detalladamente las unidades litoestratigráficas de la Cuenca Cabaiguán.

Korablinov (1980), en: Shein *et al.* (1980), realiza un trabajo con el Grupo de Geofísicos acerca del complejo racional de investigaciones geofísicas de pozos en los depósitos vulcanógeno y vulcanógeno-sedimentarios de Cuenca Central de los Yacimientos Cristales y Reforma.

Shein (1980), presenta el informe del Tema-2 Constitución de la República de Cuba y su plataforma marina en relación con sus perspectivas, partiendo de la generalización geólogo-geofísica realizada por el Grupo de Ciencias, (1975). Describe además, las características estructurales locales de los yacimientos de petróleo asociados con ellos, teniendo en cuenta la nueva información geólogo-geofísica entre 1975 y 1980.

Además, se puntualiza por medio de la prospección sísmica OGT, la constitución de elevaciones positivas con perspectivas para la búsqueda de petróleo y gas.

Linares *et al.* (1982), confeccionaron el mapa geológico “Variante de Las Villas a escala 1: 250000”, con un alto nivel de detalle presentando subdivisiones de las series geológicas, dislocaciones de la parte occidental y central de la Cuenca.

Dilla y García (1984), describen y analizan los depósitos formados en la Cuenca superpuesta (Piggy Back) de Cuba Central precisando las distintas unidades litoestratigráficas.

Talavera (1984), con su trabajo “Petrología y geoquímica de las secuencias vulcanógenas del Cretácico de la Zona Ciego de Ávila- Camagüey-Las Tunas”, con miras a la búsqueda de minerales para materia prima, realizó un gran volumen de muestras para análisis geoquímicos, estableciendo la petrología de las rocas, así como también efectuó análisis paleovolcánico evidenciando un desarrollo del vulcanismo desde básico a medio básico, con carácter efusivo en condiciones de mar profundo. Con características de sedimentación flyschoides acompañante de una primera etapa que evolucionó a una segunda de composición media a ácida con carácter explosivo y de sedimentación molasoide. Pudo determinar la existencia de dos procesos regionales principales, que explican las variaciones

más importantes en la composición de las rocas volcánicas. El primero constituye la diferenciación de un magma basáltico de alcalinidad moderada. El segundo es un proceso postvolcánico de anfibolización metamórfica, provocada por intrusiones de granitoides.

Capote (1985), confeccionó un esquema fotogeológico del área Tamarindo (en Cuenca Central) a escala 1:25000.

Díaz y Dilla (1985), proponen la división de la llamada “Formación Tobas” en formaciones independientes.

Fernández y Blanco (1986), en: *Simon Petroleum Technology* y CUPET (1993) estudian detalladamente la bioestratigrafía de los depósitos del Campaniano-Maastrichtiano, subdividiendo los depósitos del Campaniano-Maastrichtiano Inferior del Maastrichtiano Superior sobre la base de dos complejos faunales que incluyen, tanto foraminíferos planctónicos, como macroforaminíferos.

Alvarez *et al.* (1994), realiza un trabajo integral en “Evaluación del potencial de exploración del Bloque- 21 en la Región Norte de la Cuenca Central. Los autores apoyados en el yacimiento Pina se plantearon la tarea de definir los elementos fundamentales del desarrollo de los “Plays” en el bloque, teniendo los siguientes objetivos:

- Mapear los distintos mantos que componen el bloque.
- Analizar los resultados geoquímicos para definir las ventanas de generación, posibles rocas madres maduras, correlación de petróleo y épocas de migración.
- Distribución de los reservorios y sellos en todo el territorio correspondiente al bloque.
- Determinar los posibles “Plays” y la factibilidad de ser detectada por la sísmica.

Perera *et al.* (1996), define la estratigrafía de las distintas secuencias del Arco Volcánico por datos de pozos perforados, describe las distintas secuencias litológicas y relaciones estratigráficas y los distintos bioeventos que la componen; dando por primera vez la aparición del taxón de *Globotruncanita calcarata*,

encontrado en la fase explosiva y demuestra así, la culminación del vulcanismo para la región en el Campaniano Superior.

Iturralde *et al.* (1996), realizó estudios sobre el desarrollo del Arco Volcánico en distintas regiones de Cuba. Para la parte central de la Isla, en el área Pina, Perera *et al.* (1996), planteó una división estratigráfica y bioestratigráfica de las distintas fases del Arco Volcánico. El trabajo carece de correlaciones estratigráficas que demuestren las variaciones que presentan las distintas secuencias del Arco, así como una columna geológica generalizada.

Díaz-Arma y Cruz (1998), caracterizan los reservorios del Yacimiento Pina, lo que permitió particularizar las propiedades de cada uno de ellos. Este trabajo se basó en el estudio de fracturas de distintos métodos, estudios geomorfológicos, litológicos, petrofísicos, permitiendo proporcionar información necesaria para el cálculo de reservas y la simulación hidrodinámica. En el trabajo solo se menciona la estratigrafía someramente, pudiendo ser más explícita para definir con más exactitud los estratos, correlacionarlos y ver su similitud en cuanto a edad, potencia y relación estratigráfica, debido a que son datos importantes para el cálculo de reserva.

Alvarez *et al.* (2000), definen las áreas donde se concentran los mejores factores del sistema petrolero para Cuenca Central, que implican un menor riesgo exploratorio y establecen las posibles rocas madres y con ello permite ubicar las áreas donde existen posibilidades de generación de los hidrocarburos, permite definir las vías de migración, la ubicación de los reservorios, sellos y las estructuras más definidas y seguras con su consiguiente carga.

Cobiella-Reguera (2000 y 2002), expone criterios de la geología del Caribe, haciendo énfasis principalmente en la geología de Cuba estratigrafía, tectónica y evolución geológica. Plantea además elementos interesantes sobre la evolución del Protocaribe, de una zona de subducción hacia el Norte, que duró hasta el Aptiano-Albiano (primer arco), colisionando con América del Sur y cesando toda actividad volcánica. Posiblemente el cierre del Protocaribe continuó en el Cenomaniano ocurriendo un segundo arco volcánico, pero con una zona de subducción hacia el Sur.

1.2-Principales características de las fases del arco volcánico Cretácico.

La Historia del Arco se divide en tres períodos: Pre-Albiano; Albiano-Santoniano Temprano y Turoniano-Campaniano, Tenreyro *et al.* (1997). Entre cada una de estas etapas se observan discordancias regionales que coinciden con niveles de deposición de sedimentos y se aprecia que disminuye la actividad magmática. Esta coincide además, con los cambios en la composición de las rocas y la geoquímica de los efusivos. Se conoce que sobre cada discordancia por lo general aparecen conglomerados basales.

Pre-Albiano. Etapa de arco volcánico joven.

La evolución Pre-Albiano del arco volcánico cubano motiva una amplia discusión. Esta sección representa las rocas más antiguas conocidas, que tienen edad, presumiblemente del Neocomiano y están presentes solo en Cuba Central (Fm. Los Pasos). Los efusivos son basaltos, traquibasaltos y dacitas, intercalados con rocas piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias. Díaz de Villalvilla *et al.* (1988), así como Lebrón y Perfil (1993), han sugerido que esta es la etapa de desarrollo en forma de arco primitivo (PIA), partiendo de criterios tales como el contenido de K_2O y SiO_2 . Estas rocas, al Sur de Santa Clara, se distribuyen desde las toleíticas hasta calcoalcalina (volcanismo bimodal) con alto contenido de potasio (Formación Los Pasos).

El escenario del volcanismo de este tipo en Cuba fue, posiblemente de una estrecha línea de volcanes, de no más de 50 Km. de ancho, tal y como generalmente ocurre en la actualidad. Esto pudiera explicar su escasez en la geología cubana, conociéndose con certeza solo en Cuba Central. Esta sección pudiera estar presente de igual modo en casi toda la isla debajo de la sección del arco más maduro. En realidad la parte central de la antigua provincia de Las Villas presenta nivel de erosión bastante profundo, lo cual pudiera explicar su limitada presencia. En esta situación, además del volcanismo bimodal característico de este estadio de la evolución y de la estrechez del bloque del arco, se observa vulcanismo submarino.

La estratigrafía de los volcanes del arco volcánico, primitivo va a ser similar a la estratigrafía de las islas basálticas del océano. De aquí la problemática y frecuente

discusión entre paleovolcanólogos y especialistas en ofiolitas cubanos acerca de su clasificación. Sin embargo, la existencia de un volcanismo bimodal es lo que, definitivamente permite clasificar esta sección, como de arco joven.

Los sedimentos que rellenan las cuencas van a ser depósitos de flujo de masas volcanoclásticas depositadas en los flancos de los volcanes afinando hacia arriba. Estos son los conglomerados y conglobrechas que, frecuentemente son descritos asociados a este conjunto de rocas. El basamento de estas secuencias en las cuencas, es litosfera oceánica, original del protocaribe, mientras que el basamento en el bloque del arco, es inicialmente litosfera oceánica, a la cual le suceden hacia arriba un complejo variablemente deformado del volcánico, volcaniclástico, sedimentos pelágicos e intrusivos maficos.

Etapas Albiano-Santoniano Temprano

Esta etapa está bien distribuida en Cuba. Se caracteriza por el dominio de andesito basalto y andesitas que se intercalan con tobas, tufitas y rocas sedimentarias Iturralde (1994), la considera una sección propia del arco maduro, pues son rocas bien diferenciadas, según los contenidos de K_2O y SiO_2 encontrados en las tufitas y en las rocas calcoalcalinas normales.

La estructura del bloque del arco se asemeja mucho a la descrita para los arcos volcánicos jóvenes, expuesta con anterioridad. La diferencia reside en que el arco es más grueso. En esta etapa inicial del arco maduro su espesor pudiera llegar hasta 15-18 Km.

El cinturón volcánico activo puede emigrar hacia la trinchera o alejarse con el tiempo (Segimura y Uyeda (1973), en: Tenreyro, *et al.* (1997) En Cuba, debido al grado de deformación presente y la superposición de la sección Santoniano-Campaniano no se puede afirmar una migración hacia ninguna dirección. Las conclusiones acerca de la migración del arco son, por el momento, contradictorias. Algunos datos tienden a afirmar que el arco es maduro hacia el norte, mientras que otros, particularmente datos geoquímicos, indican una ligera tendencia hacia el sur, Tenreyro (1997)

En esta edad, a pesar de clasificar como un arco maduro, todavía no hay evidencia del predominio del volcanismo aéreo sobre el submarino. Esta es una

contradicción, pues en los arcos maduros el volcanismo es predominantemente aéreo. Por esta razón se clasifica esta etapa como de transición o etapa del arco maduro. El mayor índice de la madurez que va adquiriendo el arco, es el incremento de las rocas calcoalcalinas, aunque todavía en esta etapa de desarrollo, el volcanismo es predominantemente básico. Predominando los andesito-basaltos sobre los demás tipo de rocas. Aunque, como es conocido en el arco volcánico maduro se puede encontrar todo tipo de rocas desde tholeíticas hasta calcoalcalinas.

El horizonte sedimentario intercalado Turoniano-Santoniano contiene rudistas en calizas, según Iturralde y de La Torre (1990); Rojas *et al.* (1992), además de otros microfósiles. El mismo tiene una amplia distribución geográfica en Cuba, lo que sugiere que se corresponden con lapsos de disminución o interrupción total de la actividad efusiva en el arco.

Nur y Ben-Avraham (1983) y Greory *et al.* (1983) en: Tenreyro (1997) han notado que las pausas en el magmatismo se suceden cuando una cordillera centro-oceánica choca o subduce en la trinchera de un arco de islas. Ellos apuntan a que las causas de este cese del volcanismo durante la colisión con la cordillera de expansión oceánica se pudiera deber a aspectos tales como:

- El cese de la subducción, cortándose la producción de magma.
- Reducción del ángulo de subducción, lo que elimina la cuña astenosférica, donde se genera el magma
- Cambios en el campo de esfuerzos locales, suprimiendo la subida de los fluidos o cambios en las condiciones químicas, porque hay una diferente composición de los sedimentos arrancados del tope.

Este momento de cese del volcanismo ha sido interpretado por otros autores como un cambio de la dirección de Benioff Cobiella (1995), en: Tenreyro (1997) Sin embargo en la literatura no se ha podido hallar ejemplos de este tipo. La mayor parte de las interrupciones se deben a la interacción con una paleocordillera oceánica.

En nuestro caso, la única cordillera centro oceánica existente en el área fue la cordillera del proto-Caribe. Esta cordillera surge desde el Jurásico Superior o el

Neocomiano Díaz (1988), y desapareció en un momento no determinado de la historia evolutiva geológica. Este es uno de los puntos más fuerte del encuadre geotectónico regional que apoya la teoría de una zona de subducción hacia el Sur en un arco que recorrió todo el protocaribe, hasta interactuar con el margen continental de Norteamérica (fig.1.2).

Etapas Santoniano Tardío-Campaniano

La sección superior del arco volcánico es de edad Santoniano Tardío a Campaniano Superior y está presente en las áreas donde aflora el arco volcánico. Aquí dominan las tobas, tufitas y rocas sedimentarias, con cuerpos intercalados de dacitas, riolitas y andesito-basaltos, a menudo originadas por volcanes sub-aéreos. Esta sección es propia del arco maduro, donde los contenidos de K_2O vs SiO_2 indican una variación desde rocas calcoalcalina normales hasta alcalina.

Como se observa, en esta etapa las rocas son predominantemente algo más ácidas, aunque se encuentran secuencias de la misma edad (presumiblemente en la cercanía de la trinchera). En la teoría en esta etapa de desarrollo deben aparecer, incluso volcanes shoshoníticos a medida que nos alejamos, en Cuba, sin embargo las shoshonitas son muy escasas. La predominancia del material más silícico en este nivel es el índice fundamental para clasificar este nivel como de arco más maduro.

Los sedimentos asociados al sistema del arco volcánico tienen amplia variación desde marinos someros a marinos de aguas profundas. En Cuba no se han descrito sedimentos continentales hacia la parte central (Las Villas-Ciego Ávila), para la zona de Camagüey si hay reportes de estos sedimentos.

1.3 Geología de la Zona Pina-Brujo-Los Naranjos

Las rocas volcánicas afloran en distintas regiones de Cuba (fig.1.3), Estas han sido cortadas, además, por buena cantidad de pozos de exploración petrolera. Y están ampliamente representada en la zona central de Cuba (fig. 1.4).

La asociación volcánica del Cretácico se observa casi siempre en superficie en contacto tectónico con la asociación ofiolítica que representa, presumiblemente, su basamento. Ambas asociaciones, en el Norte, están cabalgando sobre secuencias

del margen continental pasivo norteamericano representado por el Dominio de Las Villas (informe inédito, CEINPET 1993).

El presente estudio se basa fundamentalmente en datos de los pozos de petróleo, en el área Pina-Brujo y Los Naranjos (fig.1.5), aunque como es obvio, se integran algunas observaciones de afloramientos. Ha sido y es una práctica establecer una comparación constante entre las formaciones estratigráficas de superficie y las secuencias de subsuelo. En superficie, las secuencias más representativas en la Zona Pina-Brujo-Los Naranjos, son las rocas del postorogénico (Eoceno MedioTardío-Reciente), representadas por las Formaciones Güines, Chambas, Ferrer y Tamarindo. En los pozos perforados no sobrepasan las 500 m de espesor. Los depósitos del sinorogénico no se observan en superficie, ellos afloran al Este y suroeste de la Zona de estudio, en el yacimiento Pina tiene un espesor promedio en los pozos de 400 m., en el área de Brujo alcanzan los 650 m (fig. 1.6).

Los sedimentos del arco volcánico, está bien representados en Pina, en el área de Brujo no son representativos, solamente se manifiesta la secuencia vulcanógena-sedimentaria en dos pozos.

Las características estructurales del área, dentro del ambiente compresivo, se imponen en la zona de convergencia y la de subducción, son generados en determinadas zonas del arco ambiente distensivo (zona de retroarco, en la zona axial del arco), y dentro de las grandes cuencas, formadas por la evolución del arco, se generan otras de menor tamaño producto al fallamiento gravitacional, dando lugar a pequeñas depresiones tipo graben en la que se acumulan, tanto material proveniente del arco propiamente dicho, como de las rocas de origen sedimentario y vulcanógeno-sedimentario. Lo anterior trae aparejado la ocurrencia de cambios sustanciales en el régimen de sedimentación, lo cual da como resultado la variación considerable del espesor de los sedimentos (hecho observable en Pina y Brujo). Este aspecto, en yuxtaposición con el carácter episódico de la actividad del Arco trajo consigo la gran variación tanto vertical como horizontal de las secuencias litológicas, la cual es característica en el yacimiento Pina y Brujo (fig.1.6).

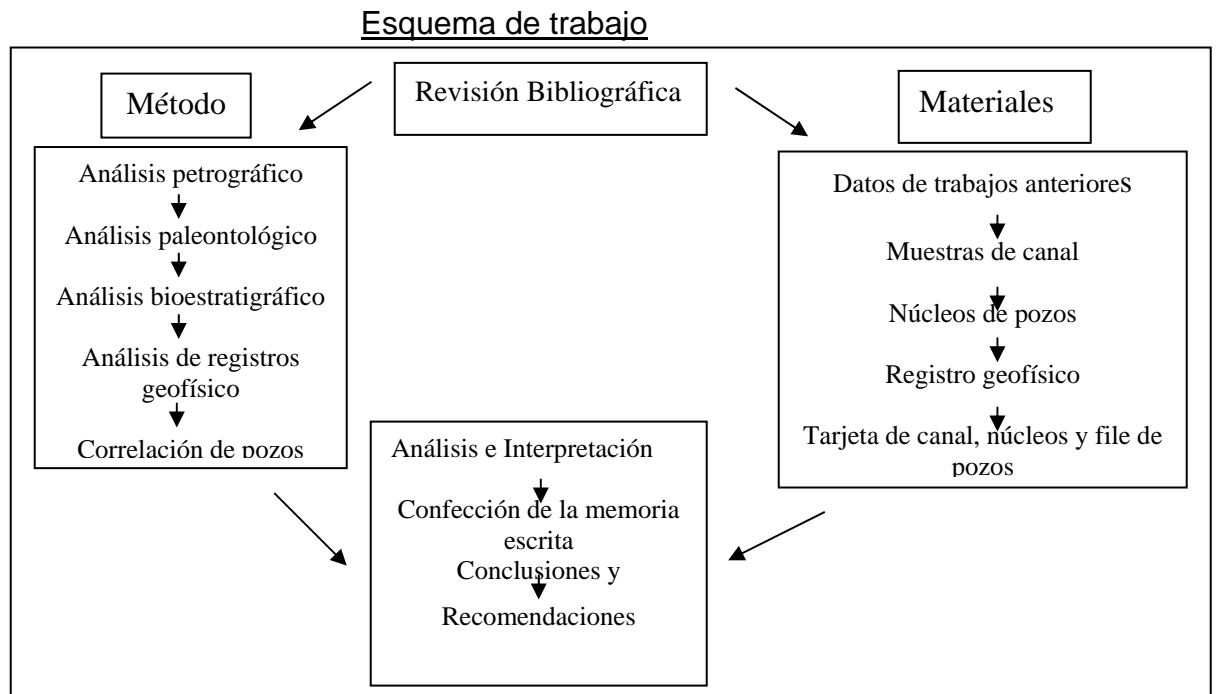
Al cesar la actividad volcánica, producto de la colisión del Arco de Isla Volcánico con el Paleomargen Continental, se genera un ambiente compresivo de todo el arco, lo cual implica que ocurra el plegamiento y el posterior cabalgamiento de los mismos en conjunto con las rocas de la corteza oceánica. (fig. 1.7)

Al cesar las grandes deformaciones producto de la colisión, se establece el régimen transcurrente, el cual dio entender que es el responsable de la configuración actual del área Pina-Brujo, de modo que las zonas de fallas ya generadas pudan haber sido reactivadas debido a la transcurrencia. La dirección de los esfuerzos generó fallas y deslizamientos por lo que la componente compresiva tiene la misma dirección del sistema cabalgado preexistente.

Por todo lo anterior, se considera que éste último proceso (transcurrencia), es el factor esencial que determina la configuración actual del área Pina-Brujo.

Capítulo-II Materiales y Métodos

Para el desarrollo de la presente investigación fueron consultados datos de base, fundamentales para obtener el resultado final. Fue necesario plantearse la organización de este trabajo, por lo que se concibió el siguiente esquema:



2.1 Materiales

Para la revisión de trabajos anteriores se consultaron más de 40 informes de distintas especialidades, con mayor interés en los informes geológicos, principalmente del arco volcánico, así como los geofísicos. Se consultaron especialistas cubanos de reconocido prestigio en estos temas; obteniendo opiniones personales muy valiosas. Se analizaron 38 pozos representativos de la zona y 23 adicionales que contaban con 236 núcleos, 1180 secciones delgadas y 1122 muestras de canal. (Tabla 2.1, 2.2, 2.3, 2.4)

-Muestras de canal: son producto de los ripios de la perforación de rocas, que suben a la superficie por el fluido de perforación (lodo); estas muestras son de fragmentos muy pequeños, cuando estos ripios son deleznales se hace un

lavado con agua y se tamizan. Se realizaron diferentes métodos de preparación de muestras para su estudio:

Lavado por tamices – Para ello se emplea un tamiz de malla muy fino, generalmente del

Nº 150 y se hace pasar por ella la muestra ya remojada, una vez en el tamiz y bajo la llave se lava la muestra con cuidado para no romper los fósiles y la malla, eliminando por los orificios de la misma el material cementante que corre junto con el agua, cuando el agua sale limpia la muestra está lavada. El objeto de poner una malla muy fina es para que pasen por ella los fragmentos muy pequeños del material cementante, pero que no se vayan los fósiles. Debe siempre tenerse mucho cuidado de limpiar perfectamente tanto las cazuelas del lavado como el tamiz, para evitar la contaminación de los materiales.

Una vez lavada y seca la muestra queda lista para su estudio al microscopio estereoscópico (se analizan los fósiles enteros); para estudiar la muestra, se pasa por una serie de tamices de mallas Nº. 20, 30, 40, 60 y 80, (fig. 2.1) con el fin de seleccionar el tamaño de los fósiles y los granos de rocas para facilitar su observación al microscopio. Una vez hecho esto se procedió a observar el material de cada uno de esos tamices, en una pequeña cazuela con fondo oscuro, para que no lastime la vista; después con un pincel fino previamente humedecido, se separan los microfósiles (observado en el microscopio estereoscópico) y se van colocando en placas de cartón especial, con una goma tragacanto humedecida con agua, con la finalidad de que los ejemplares se peguen a dicha placa al colocarlos. Una vez separados los ejemplares, se realiza su clasificación por el especialista para determinar su edad.

Otro método de lavado es con Nafta- El objetivo del lavado con nafta es que la muestra friable o deleznable rompa sus granos por diferencia de temperatura y así liberen los fósiles que se encuentran entre los granos.

En una cazuela de aluminio pequeña, se identifica la muestra con un lápiz cristalográfico y se le da un número. Se selecciona la parte de la muestra en mejor estado y se vierte en la cazuela de aluminio, si tiene pedazos grandes se parten

más pequeños con la maceta, para que la nafta interactúe con los granos y estos se separen.

El saquito ya trabajado se marca con una cruz con lápiz cristalográfico; la muestra ya preparada en la cazuela se mete a la estufa de 100° C (fig. 2.2) durante una hora, se saca la cazuela de aluminio con la muestra caliente, se le echa nafta hasta cubrir toda la muestra (para que rompa por diferencia de temperatura), se deja enfriar la muestra aproximadamente 20 minutos o más, se filtra la nafta echada en la cazuela para recuperarla, se llena de agua la muestra echada en la cazuela, dejándola en reposo 24 horas. Se lava la muestra en un tamiz de N° 325-150 y se pone a secar en la estufa a 80 ó 100° C durante una hora (fig. 2,2), envasándose después de seca en un sobre con identificación; esto se realiza sin tocar la muestra con la mano para no dañarla ni contaminarla. Se procede al estudio de la muestra igual que el método anterior.

Otro método es cuando los fragmentos son de rocas duras (muestra de canal, núcleos y superficie):

El estudio por sección delgada y ditches, consiste en la reducción, por un proceso mecánico, del espesor de una lámina de muestra de roca (sección delgada) o un fragmento o varios fragmentos de rocas en una lámina (ditches) hasta el valor requerido, de acuerdo a su objetivo.

Para la sección delgada- se toma la parte de la muestra señalada por el petrógrafo o paleontólogo. Si no hay ningún señalamiento debe tomarse una parte lo más representativa posible de la roca. Se corta un pedazo de la muestra de dimensiones no mayores que la del portaobjeto, preferiblemente de longitud 1cm. menor que el portaobjeto y de un espesor de 3 ó 4 mm. ó más según la roca. Se pule una de las caras de la muestra utilizando el abrasivo grueso en el plato giratorio (fig.2.3) y el abrasivo fino en la mesa con la plancha de cristal (fig.2.4) esto se hace para obtener una superficie lisa. Se coloca sobre la plancha y/o horno eléctrico la muestra y el portaobjeto a utilizar y se espera a que se calienten, conectándola alrededor de 70-80°C durante dos minutos. El objetivo de esto es a la vez de calentar para pegar la muestra al portaobjeto, secar y limpiar las muestras. Si estas tienen impregnaciones de petróleo es necesario enjuagarlas

regularmente con tetracloruro de carbono u otro disolvente y continuar el proceso de secado; se retira el portaobjeto y las muestras con las pinzas, se cubre la parte pulida de la muestra y el portaobjeto con una capa de cemento termoplástico, se pega la muestra en el cristal cuidando de eliminar el aire entre las dos superficies. Se comienza el proceso de abrasión utilizando el abrasivo grueso en el plato giratorio hasta reducir el espesor hasta 0.5mm aproximadamente, de acuerdo con el tipo de roca, para evitar dañarla (fig. 2.3). Se continúa el proceso con el abrasivo medio en la plancha de cristal, reduciendo la muestra hasta donde sea posible. Se termina con el abrasivo fino, el cual además pulirá la muestra, mientras se está trabajando con el abrasivo fino se mide (ocular) regularmente el espesor de la muestra con el microscopio, rectificando las partes que no tengan el espesor requerido. Terminado el proceso se raspa el cemento termoplástico del portaobjeto con la espátula y se procede a pegar sobre la muestra el cubreobjeto. Si la muestra es carbonatada se deja fuera del cubreobjeto una parte de la sección. Para el pegado del cubreobjeto se calienta la sección en la llama del mechero y se funde el bálsamo de Canadá recogido en un agitador, se pone una capa de bálsamo sobre la muestra y el cristal y se pega el uno al otro cuidando de eliminar el aire entre las superficies. Una vez enfriada la sección, se raspa el bálsamo con la espátula y se limpia con alcohol la sección; se escribe en uno de los bordes la identificación de las muestras. Los especialistas bajo el microscopio petrográfico y biológico describen los tipos de rocas y los microfósiles que la componen.

La preparación de ditches: Para la confección de ditches, se sigue el mismo método de preparación que la sección delgada, solamente se suprimen los primeros pasos (el rebajado en el plato giratorio, el secado en la plancha, el rebajado en el abrasivo grueso y hacerle la cara a la roca, debido a que son fragmentos muy pequeños (3-5mm). Se continúa a partir de que en un portaobjeto se echa unas gotas de bálsamo del Canadá y bajo el microscopio estereoscópico se pone el fragmento o los fragmentos dentro de esas gotas del bálsamo tratando de orientar los lados más planos de los fragmentos y que tengan contacto con el cristal para que queden al mismo nivel cuando se rebaje con el

abrasivo fino. El portaobjeto con el fragmento o los fragmentos dentro del bálsamo se pone en la plancha a temperatura 80° C, alrededor de 1 minuto. Al quitar el portaobjeto de la plancha se coge una pinza y tratar de que el fragmentos o los fragmentos se mantengan pegado a la base del portaobjeto, ya que la tendencia con la temperatura (el bálsamo hierve) es levantar el fragmento y queda suspendido en el bálsamo a distintos niveles y al rebajarse en el cristal queda mal confeccionado el ditch. A partir de aquí se rebaja con el abrasivo fino de la misma forma que la sección delgada hasta su confección final. Su estudio es semejante a la sección delgada (bajo el microscopio petrográfico y biológico).

-Núcleos: El análisis de núcleo tiene el mismo objetivo que la muestra de canal, es decir, determinar la litología y edad de la roca. Determinar la edad de un núcleo se realiza por la aparición de la fauna más joven. Se tomaron 236 núcleos y se confeccionaron 1180 muestras. (Tabla 2.3 y 2.4)

El análisis petrográfico y paleontológico se efectuó a través del microscopio. Por ser el núcleo una muestra in situ, se obtuvieron buenos resultados a partir de él. Se diferenciaron los tipos de litología que están presente en cada secuencia del sinorogénico y del arco volcánico,

Por lo general en las rocas del arco, existe un empobrecimiento del contenido de fauna, por lo que es necesario cortar una mayor cantidad de núcleos en dependencia de la preservación de las muestras para obtener buenos resultados.

-Tarjetas de canal y núcleos: es donde se asientan los datos determinados de los especialistas (petrógrafo, litólogo, paleontólogo), después de haber hecho un análisis de mesa o de laboratorio. Mediante las tarjetas se pudo revisar los datos primarios anteriores, y reinterpretar el complejo de fauna, litología y edad, para ser utilizados en los topes y bases de los límites de la secuencia y de las correlaciones estratigráficas.

-File de pozo: es otro registro que se asienta de forma gráfica y escrita de los datos determinado por los especialistas (litólogo, petrógrafo y paleontólogo). Tiene una escala determinada (1: 1000) y sirve para tener una visión gráfica de la columna geológica del pozo después de perforado. Utilizamos estos file por su

valor en su escala, la que nos sirvió para ver algunos detalles en los contactos de litología, cómo espesor de las secuencias.

2.2 Métodos

Para la realización de este trabajo fueron observadas aproximadamente 1122 muestras de lavado y lavado de núcleo. Además de la fauna relacionada en las tarjetas de control de muestras del archivo técnico del CEINPET.

Estas muestras pertenecen a 6 pozos del yacimiento Brujo, y 44 del yacimiento Pina (fig.1.5) (Tabla 2.1 y 2.2)

-Análisis petrográfico: se realizó a través del microscopio petrográfico, y es donde el especialista, en una sección delgada (lámina de roca montada en un cristal), analiza la composición de la roca, el tipo de rocas, los minerales que la componen, el tipo de fractura, el análisis sedimentológico y procesos secundarios que le ocurrieron a la roca. Se le hicieron análisis a 236 núcleos para diferenciar los tipos de rocas y los minerales que la componen. Se caracterizó el corte y se comparó el mismo con las otras áreas.

-Análisis paleontológico: el análisis paleontológico tiene dos métodos de análisis, uno por muestras de canal (roca deleznable) y por sección delgada (roca dura), estos análisis son para determinar el contenido de fauna que se encuentra en la muestra y decir la edad que tiene la roca. Este análisis se hizo bajo el microscopio biológico o estereoscópico. En el análisis paleontológico nos basamos principalmente, en aquellos núcleos que tenían edad bien definida, ya que generalmente estos núcleos fueron cortados en rocas dura y principalmente en rocas del arco por ser uno de los objetivos principales del proyecto. Estas rocas por su génesis en mucho de los casos no tienen edad. Las rocas carbonatadas, que se encuentran dentro de las secuencias del arco, sí fueron bien datadas. Las muestras de canal fueron de mucha ayuda principalmente para las secuencias del sinorogénico, pues mediante ellas se pudieron datar las distintas secuencias que la componen. Se diferenciaron los distintos grupos de géneros y especies de foraminíferos planctónicos, aunque no pudimos establecer zonas bioestratigráficas, sí había una gran representatividad de ésta fauna en los cortes. La determinación

de la edad de la secuencia se realiza por la aparición de la fauna más antigua en la muestra de canal.

-*Análisis Bioestratigráfico*: es la ciencia intermedia entre la Estratigrafía y la Paleontología, que se ocupa de la distribución de los fósiles en el registro estratigráfico y de la subdivisión de los materiales estratificados en unidades bioestratigráficas

El método bioestratigráfico basado en microfósiles es una técnica muy bien establecida y ha sido ampliamente utilizada a escala industrial. Las dataciones bioestratigráficas con microfósiles han sido constantemente solicitadas para realizar estudios bioestratigráficos y cartográficos en la industria del petróleo, aguas subterráneas de yacimientos minerales y también en ingeniería. La distribución estratigráfica de un fósil depende de su distribución paleobiogeográfica. Un fósil debe ser situado, por tanto, no solo en el tiempo sino también en el espacio.

La evolución del conocimiento del registro fósil y el aumento de los datos bioestratigráficos, ha permitido establecer divisiones cada vez más detalladas sobretodo de los intervalos de tiempo que coinciden con un evento importante de extinción o de especialización, ya que éstos suelen coincidir también con límites cronoestratigráficos importantes; de esta forma usted puede caracterizar los estratotipos de cada secuencias. Es importante seguir su continuidad cuando son horizontes productivos de petróleo y así poder correlacionarlos. En el área de Pina y Brujo los complejos bioestratigráficos, representados por los principales géneros *Globotrunca*, *Heterohelisis*, *Globotruncanita*, *Morozovellids*, *Acarinids* y *Globigerina*, nos dio la oportunidad de comparar y analizar su similitud en relación de hábitat y sedimentación entre las áreas. Establecer las distintas secuencias y su desarrollo paleoambiental.

-Registros geofísicos:

- El registro como reflejo de un campo físico a través de una propiedad.

Los registros pueden dividirse en auxiliares, convencionales y especiales. Los registros en general miden distintos campos, a través de los cuáles se reflejan las

propiedades de las rocas. Entre estos campos se encuentra el campo potencial, en el que se fundamenta el potencial espontáneo, el campo eléctrico, para las mediciones de resistividad, el campo de ondas: registro sísmico, el campo electromagnético: registro de inducción, etc. Son muy importantes las mediciones de radiactividad de las rocas, tanto naturales como inducidas, dentro de las que están los métodos de rayos gamma, los métodos neutrónicos y el registro de litodensidad.

Los sensores de fondo son generalmente receptores de las señales generadas por la formación (radiactividad natural, potencial espontáneo, resistividad, etc.) o bien una combinación de transmisores-receptores que mediante diferentes impulsos (eléctricos, electromagnéticos, radiactivos, sísmicos) estimulan la formación y miden su respuesta. Por ejemplo un detector de rayos gamma mide el voltaje que es proporcional a la cantidad de rayos gamma incidentes. La calibración es la relación que se establece entre el tipo de señal y la propiedad que la manifiesta, y se revisa en los talleres utilizando patrones como referencia.

Se presentan los registros más frecuentes que poseen los pozos perforados en Cuba, con los cuales se obtiene información sobre la composición litológica, la textura, la porosidad, la estructura sedimentaria y la saturación de fluidos.

Para el análisis geofísicos de pozos se utilizaron varios métodos neutrón-gamma, resistividad, gamma y laterolog. Para la diferenciación de las electrofacies nos basamos en resistividad, potencial y gamma. Estos métodos nos ayudaron mucho cuando no existía datación de fauna bien definida, y litología representativa para la diferenciación de los topes y bases de las secuencias. (fig.2.5)

Registros radiactivos:

El registro de rayos Gamma: es una medición de la radiactividad natural de las rocas. Estas responden, generalmente al contenido de tres elementos esenciales: K, Th y U, por lo que las curvas radiactivas son el resultado de la suma de los tres elementos (SGR), a la de Th + K (CGR) o ambos elementos por separado (NGS). (fig. 2.5)

Fueron utilizados esencialmente para la determinación de horizontes arcillosos y con fines de correlación. El reservorio de Pina, fracturado con contenido de Uranio pudo indicar la presencia de fracturas. Algunas sales de Uranio se depositan en las fracturas de las rocas, de ahí la utilidad en los reservorios de tobas del yacimiento Pina

Registros de Resistividad: La resistividad de una formación o inverso de la conductividad depende esencialmente, de los fluidos que saturan la roca. Las rocas secas generalmente son aislantes, es decir, muy resistivas. Además la resistividad depende de la geometría de los poros presentes en la roca y en menor medida del quimismo del esqueleto mineral. La principal utilidad de este registro fue conocer qué tipo de fluido está presente en la roca. Además se utilizó para determinar intervalos arcillosos y para estimar permeabilidad. El valor de la resistividad en el yacimiento Pina es bajo en el sinorogénico y de un valor bajo también en las tobas, de ahí la problemática de diferenciar las dos secuencia por éste método. Es por eso necesario, utilizar otros métodos (neutrón-gamma-laterolog, gamma)

Cáliper: Por sus características se registra a hueco abierto, junto con el resto de los métodos vistos. Este registro en muchos de los casos lo tomamos como auxiliar para los contactos de secuencias debido a que tiene la característica de decirnos cuando una zona es más o menos inestable (desde el punto de vista físico de la roca) Estos equipos tienen adicionados un componente auxiliar AMS (Auxiliary Measurement Sonde) que permite entre otras mediciones, registrar constantemente la tensión en la cabeza de la herramienta, para mejorar el control de profundidad. Su papel principal es la medición del diámetro del pozo, que pueden ser los valores de las partes opuestas del pozo, o las partes opuestas dos a dos. En la medida en que la caverna se aproxima al diámetro de la barrena con que fue perforado, se considera que está presente una roca reservorio, ya que en las arcillas pueden encontrarse cavernas mayores producto de derrumbes, porque se hinchan inicialmente. También puede detectarse la presencia de costra frente a los reservorios, manifestándose por una ligera disminución del diámetro con relación al de barrena o nominal. En rocas muy duras, coincide con el diámetro de

la barrena, y manifiesta la impermeabilidad de las mismas por la falta de revoque. Con algunos microdispositivos pueden detectarse zonas fracturadas en los reservorios. Este registro en general brinda información acerca de la textura de la roca, e indirectamente sobre la permeabilidad. Puede dar criterios para detectar límites entre capas y para correlacionar formaciones. (fig. 2.5)

Registros especiales: El FMI (Fullbore Formation MicroImager) es la última generación de la familia de imágenes eléctricas de formación. Se utilizó éste registro especial solamente en dos pozos, permitiendo caracterizar las distintas litofacies y estructuras de los distintos paquetes de rocas. Este registro, en lodos conductivos, provee imágenes eléctricas casi sin limitaciones en cuanto a las condiciones del hueco, y ofrece la posibilidad de cuantificar la información, en particular para análisis de fracturas. La herramienta consta de cuatro brazos ortogonales, cada uno con un patín principal y un alerón abatible con 24 electrodos cada uno, que hacen un total de 192, los que adquieren igual número de curvas de resistividad, que posteriormente son procesadas y transformadas en imágenes microeléctricas de la pared del pozo. Existen tres modalidades para el perfilaje: la modalidad de Imagen Total provee imágenes de alta resolución con cobertura casi total; la de Cuatro Patines provee imágenes parecidas al FMS; la de Dipmeter permite la adquisición de datos a partir de ocho botones con la finalidad de producir registros tipo SHDT.

Las imágenes representan un mapa de conductividad de la formación a lo largo de la pared del pozo. Los cambios de litología, porosidad y contenido de arcilla pueden causar variaciones de conductividad. La naturaleza del fluido en la zona invadida también puede ejercer cierta influencia. Los efectos debidos a los daños de la perforación también pueden interpretarse.

El código de colores para leer imágenes microeléctricas de FMI indica con tonos claros altas resistividades (bajas conductividades) y, en la medida en que las imágenes se tornan más oscuras se identifican resistividades cada vez menores (altas conductividades). Las altas conductividades pueden ser ocasionadas por minerales conductores de la electricidad, como cierto tipo de arcillas, pirita y

también la presencia de filtrado de lodo en fracturas, cavidades de disolución o en cualquier tipo de espacio poroso.

Los echados de los rasgos geológicos planares como son: límites de capas, fracturas, fallas, discontinuidades sedimentarias (discordancias, estilolitas, etc.), cuando no son perpendiculares o paralelos al eje de la herramienta (eje del pozo), desarrollan sinusoides en las imágenes, cuya amplitud aumenta en la medida que lo hace el ángulo formado por dichos planos y el eje de la herramienta. (fig. 2.6). El azimut del echado aparente de los eventos de este tipo, es dado por la orientación de la línea de máxima pendiente del plano representado por la senoide al cortar la pared cilíndrica del pozo, es decir la orientación de la línea que une la parte más alta con la más baja de la senoide.

La interpretación de imágenes de FMI se basa en el reconocimiento y determinación de eventos geológicos entre los que figuran fracturas, capas, fallas, discordancias, texturas y otros que permiten realizar asociaciones geológicas para determinar ambientes de depósito, estructura, dirección preferencial de esfuerzos de deformación, y evaluación cualitativa de características petrofísicas de la roca.

La medición de la profundidad obtenida con los registros, complementada por el análisis de echados de formación, constituye una fuente importante de información para:

- los estudios estratigráficos.
- los estudios de correlación,
- la determinación de la extensión lateral de los yacimientos
- la interpretación estructural

-Correlación de pozos: Se confeccionaron 5 perfiles de correlación, donde intervienen 22 pozos, se escogieron de acuerdo a los datos de litología, registros geofísicos y la bioestratigrafía. Posteriormente se hizo un análisis integral, para hacer comparación entre pozos, analizar las diferencias que puedan existir entre ellos, (espesor, litología, edad), esto permitió caracterizar las distintas secuencias y poder correlacionarlas, lo que permitió tener criterios del comportamiento y características geológicas de las distintas áreas.

-Análisis e interpretación: aquí se vertieron todos los datos recopilados, los nuevos y los obtenidos por los informes, Se analizó e interpretó objetivamente cada uno de ellos, obteniendo buenos resultados de acuerdo al proyecto de investigación planteado. Se quedaron algunos aspectos no aclarados, que no eran objetivos de la tesis y otros que surgieron como dudas en la investigación, que serán planteadas en las recomendaciones.

Confección de la memoria escrita: se plasmaron todos los resultados y el análisis de la interpretación de los datos utilizados. Se estructuró de acuerdo a lo aprobado en el proyecto de investigación.

-Conclusiones: se dieron todos los resultados de acuerdo al problema científico y los objetivos planteados, que pudieron ser positivos, negativos o parciales. En nuestra investigación consideramos que las conclusiones cumplieron con los objetivos planteados.

Capítulo-III Resultados. Secuencia vulcanógenas y vulcanógena-sedimentaria de la zona Pina-Brujo –Los Naranjos

Las secuencias vulcanógenas y vulcanógena-sedimentarias constituyen el volumen principal de las rocas perforadas en la cuenca central y se encuentran uniformemente distribuidas en toda su extensión. De este modo, se tienen fases efusiva y explosiva. La fase efusiva está representada por basalto y andesito-basaltos, andesitas andesito-dacitas, que son las más distribuidas, y raramente dacito-riolitas. La fase explosiva, comprende el gran volumen de vulcanitas, con un coeficiente de explosividad alto para todo el corte. La potencia de las capas también varía extraordinariamente, según el registro geofísico, debido a sus productos de alteración, resultan difíciles de distinguir de las rocas sedimentarias intercaladas. Por otra parte, como el vulcanismo fue subacuático, las rocas adquirieron características de transporte y disposición de los sedimentos comunes.

A pesar de estas dificultades, basándonos en el área Pina, densamente perforada, se puede reconocer que los fragmentos van disminuyendo su granulometría a medida que subimos en el corte, y las rocas sedimentarias comunes se van incrementando, Alvarez (1996). Claro, esto no puede aplicarse dogmáticamente,

pues en el propio Pina encontramos calizas que sobreyace muy cercanamente del flujo andesito-basaltos (fig.1,4). Se manifiestan discordancias dentro del arco, localmente la del Coniaciano-Santoniano. En los sedimentos del sinorogénicos la del Maastrichtiano y del Paleoceno.

3.1 Algunas consideraciones Bioestratigráficas

La bioestratigrafía basada en foraminíferos planctónicos ha sido un aspecto muy estudiado mundialmente Bolli (1985), Premoli-Silva *et al.* (2003), Premoli-Silva y Petrizzo (2006), Blow (1969); Berggren y Van Couvering, (1974), con vista a lograr una alta resolución estratigráfica.

En Cuba se destacan los trabajos bioestratigráficos realizados por Fernández y Blanco (1992) en: Díaz-Collell (2006), Fernández (1986) en: Simon Petroleum Technology y Cupet, (1993), Fernández (1984).

Se muestran las biozonaciones, realizadas por algunos de estos autores, para el Cretácico Maastrichtiano y el Eoceno Inferior basada en foraminíferos planctónicos (fig.3.1).

(Los foraminíferos planctónicos usualmente han sido usados para la reconstrucción paleoambiental, pero su valor en los estudios paleoecológicos es más reciente y limitado, que los estudios bioestratigráficos Molina (2002). Esto esta dado, por el poco conocimiento sobre la ecología de los mismos. En términos reproductivos, estrés ecológico, depredación, destrucción y transporte de las testas vacías Leckie (1987).

La reconstrucción paleoambiental suele seguir el principio del actualismo, que se basa fundamentalmente, en la comparación de las asociaciones de microfósiles, con restos de microorganismos actuales, para reconstruir su modo de vida, Molina (2002).

Según Leckie (1987), los foraminíferos planctónicos están generalmente restringidos a ambientes marinos abiertos de salinidad normal y aguas claras. Viven predominantemente en la zona fótica, aunque los requerimientos ecológicos y fisiológicos son de especies específicas dando lugar a una fuerte estratificación de estos organismos en la columna de agua. La estratificación de los foraminíferos planctónicos, puede estar en función de la densidad del agua, especialmente en

bajas latitudes, donde la variación de la temperatura y salinidad de la columna de agua es superior, promoviendo la formación de nichos verticales y consecuentemente una fuerte diversidad.

La diversidad de los foraminíferos planctónicos en bajas latitudes, en ambientes de océanos abiertos es más fuerte, influenciado por la disponibilidad de nutrientes y la fertilidad de las aguas superficiales (Lipps, (1979) en: Leckie (1987) y Molina (2002). Estos organismos son raros en los ambientes de costas de la plataforma continental, pero aumenta su abundancia con la profundidad, Leckie (1987).

En este grupo animal, la distribución biogeográfica no es homogénea. Frerichs (1982) plantea que las formas con testas pequeñas no ornamentadas y cámaras globulares son encontradas en aguas de temperaturas muy frías, donde existe una menor diversidad. Las testas grandes ornamentadas son características de aguas tropicales y subtropicales, donde existe la mayor diversidad y abundancia, proliferando esta última, en aquellas regiones cercanas al talud donde afloran las aguas frías ricas en nutrientes. El valor absoluto mínimo de ejemplares se da en latitudes medias, si bien la diversidad es menor hacia los polos Molina (2002).

En la vertical de la columna de agua se ha visto, que las especies de cámaras globosas y espinosas, viven más cerca de la superficie que las de cámaras alargadas, finamente perforadas y carenadas (Duoglas y Savin (1978), en: Frerich (1982).

Estas consideraciones han sido aplicadas al registro fósil y las condiciones paleoecológicas al respecto, suelen concordar con los modelos geólogos-evolutivos de las cuencas de antepaís (Sánchez-Arango com. pers., 2006).

Cretácico Superior Maastrichtiano.

Molina (2002), plantea que en el Cretácico Superior, las formas más pequeñas, globulosas, biseriadas, planoespiraladas o trocoespiraladas (*Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella*), ocupan los nichos más superficiales, mientras que las formas más ornamentadas y carenadas (*Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Abathomphalus*), ocupan los más profundos. Ejemplo de esto los tenemos en los sedimentos basales (margas y arcillas de Pina).

Este autor plantea, que en el Cretácico Superior se produjo el mayor provincialismo y diversidad, en latitudes tropicales y templadas, especialmente a final del Cretácico. Así, durante el Maastrichtiano, evolucionaron formas grandes y ornamentadas (*Globotruncana*, *Contusotruncana*, *Abathomphalus*, *Pseudotextularia*, *Planoglobulina*, *Racemiguembelina*), que predominaron en bajas latitudes, mientras que en latitudes polares y subpolares, predominaban formas más pequeñas y simples (*Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella*).

Paleógeno: Paleoceno-Eoceno Inferior

Para esta edad, Molina (2002), plantea que a principios del Terciario aparecen formas muy pequeñas, oportunistas y cosmopolitas, pero pronto evolucionaron otras de tamaño normal. Sin embargo, a lo largo del Paleoceno evolucionaron formas adaptadas a aguas profundas y a aguas superficiales.

Aunque a principios del Terciario, el provincialismo estaba poco acentuado con respecto al Cretácico, en general puede afirmarse, que en latitudes más cálidas fueron más abundantes los géneros de *Morozovella* y *Acarinina*.

Paleoambiente de las secuencias sinorogénicas.

En las muestras del cretácico superior Maastrichtiano de los pozos estudiados, se evidencia una oritocenosis con elementos mezclados. Se encontraron testas de foraminíferos planctónicos de diferentes nichos pelágicos, junto con taxones bentónicos.

Los géneros de foraminíferos planctónicos encontrados, son en su mayoría, mesopelágicos (100-500 m), como *Contusotruncana*, *Globotruncanita*, *Globotruncana*, *Racemiguembelina*, *Planoglobulina*, *Gansserina*, *Rugoglobigerina*; aunque también se observaron taxones epipelágicos (hasta 100 m), como *Heterohelix* y *Pseudoguembelina*. (fig. 3.2). Esta batimetría se basó en el trabajo realizado por Koutsoukos (1999), donde se determinó la profundidad a la que vivieron algunas especies de foraminíferos planctónicos del cretácico para el noreste de Brasil.

Fueron encontrados también foraminíferos bentónicos pequeños de zonas neríticas a batiales como *Nodosaria*, *Dorothia*, *Dictyoconus*, *Lenticulina*, *Marginulina*. Existe además, fauna propia de ambientes de plataforma como

Sulcoperculina (macroforaminífero), ostrácodos, orbitoidales, pelecípodos y radiolarios, pero son menos abundantes.

Este complejo faunal se mantiene en la mayoría de los intervalos muestreados del Maastrichtiano, en una sedimentación tipo *flysch* de granos muy finos correspondiente a cuencas de aguas profundas, donde es frecuente el desprendimiento de sedimentos del talud, así como la existencia de corrientes turbidíticas, por ser zonas geológicamente inestables, donde los sedimentos viajan a las profundidades, llevando consigo fauna de distintos niveles, tanto de plataforma como del talud. Estos elementos hacen pensar en que posiblemente la cuenca se sedimentó en un paleoambiente batial superior, donde la temperatura y salinidad eran normales, con gran influencia de las corrientes turbidíticas coincidiendo con lo referido por Alvarez *et al.* (1994) (fig. 3.3).

En las muestras del Eoceno Inferior, se encontraron foraminíferos planctónicos de aguas profundas como morozovéllidos y acarínidos, con un predominio de estos últimos. Además de foraminíferos bentónicos de ambientes neríticos y batiales, *Textularia* y *Valvulineria*, respectivamente (fig. 3.4).

Se encontraron fósiles de organismos característicos de ambientes platafórmicos: *Elphidium* y *Tritaxilina* (foraminíferos bentónicos pequeños); *Pseudophragmina* (foraminíferos bentónicos grandes); espinas de equinodermos; fragmentos de algas, nannoplancton calcáreo como *Thoracosphaera prolata* y discoastéridos, radiolarios: *Podocyrthis* y *Theocotyle*. Estos elementos indican una menor profundización de la cuenca y/o una mayor proximidad al ambiente platafórmico comparado con el Maastrichtiano, por lo que podemos considerar que el ambiente deposicional para el Eoceno Inferior es propio de un ambiente de nerítico externo a batial superior, donde se observa también la sedimentación tipo *flysch*.

El hecho de encontrar mayor abundancia de acarínidos indica que esta secuencia se sedimentó en presencia de corrientes de aguas frías, con niveles de oxigenación mínimos, sugerido por la presencia de *Pseuhastigerina wilcoxensis* y *Chiloguembelina cubensis*, condición provocada probablemente, por la turbidez de las aguas, característica de estas zonas de talud (fig.3.5).

Paleoambiente de las secuencias del Arco Volcánico

Las rocas volcánicas- sedimentarias se corresponde a tobas vitrocrystaloclasticas y vitroclásticas de sedimentos finos, tiene dentro de ellas vidrio volcánico, que se alteran rápidamente a arcillas, éstas tobas tienen intercaladas entre ellas horizontes de margas verde claro, limolitas y calizas arcillosa, representadas por la fauna *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncanita stuarti*, *Rosita fornicata*, y *Pseudotextularia spp.*. Tenemos otra granulometría más gruesas de tobas que se encuentra hacia la parte basal de la secuencia con sedimentos intercalados de areniscas tobáceas y caliza arcillosas; queremos aclarar que estos sedimentos que están en las tobas gruesas no se encuentran en la mayorías de los pozos, las especies reportadas son *Praeglotruncana sp.* *Globigerinelloides sp.* *Hedbergella sp.* Dentro de esta secuencia existen morfotipos quillados y globulares, que nos permite decir que el paleoambiente oscila desde plataforma externa- batial, pero es posible que su parte alta corresponda a la zona batial (fig. 3.6).

Las rocas efusivas no se han caracterizado por tener un gran contenido de sedimentos intercaladas entre ellas, como la tiene la fase explosiva, su contenido fosilífero, aunque no es representativo, indica en que ambiente se depositaron esas calizas y limonitas. Estas rocas, aunque son de origen sedimentario por su génesis y no pertenecen a las rocas del arco, sí tienen influencias de elementos del mismo, lo que permite afirmar que existió un ambiente marino de sedimentogénesis desfavorables para la existencia y desarrollo de los foraminíferos y otros grupos. La fauna reportadas son: *Ticinella roberti*, *Hedbergella bizonae*. Su ambiente es de plataforma externa por la característica de los morfotipos globulares que presenta la secuencia y nos sugiere ese tipo de paleoambiente; aquí no se observa influencia de corrientes turbidíticos, ni se ha observado arrastre de fauna bentónica grande, que por lo general existen en este ambiente (fig.3.7).

De acuerdo a las asociaciones de fauna encontrada en los sedimentos sinorogénicos, en las secuencias del arco y sus características de sedimentogénesis, nos pronostica que el ambiente desarrollado en la zona de la cuenca Pina-Brujo, es producto de las oscilaciones paleoambientales marina en

ese tiempo, debido a los fenómenos geólogo-estructurales para esa época, aunque la tendencia es a la somerización de la cuenca.

3.2 Características estratigráficas

3.2.1 Estratigrafía del Yacimiento Pina

El área de Pina corresponde a la zona de Cuenca Central ubicada geológicamente en el Terreno Zaza, sobrecorrido sobre Placeta, Camajuaní y Remedios. En Pina encontramos dos grupos petrotectónicos. El primer grupo correspondiente al Arco Volcánico y el otro grupo llamado antiguamente Cuenca Superpuesta, considerada en la actualidad "Pyggy back", del Cretácico Superior–Paleógeno.

Esta zona es sumamente compleja presentando plegamientos y dislocaciones (fig.1.7). En el corte estratigráfico (fig.1.4) se puede observar las discordancias del Cretácico y la del Paleógeno, también ocurrieron varios ciclos de sedimentación, así como distintos niveles de erosión.

Sedimentos sinorogénicos

Se incluyen los sedimentos de edad Maastrichtiano hasta el Eoceno Medio Temprano, desarrollándose varios ciclos sedimentarios. Todo esto ocurre en la etapa de compresión.

Formación Loma Iguará (Eoceno Inferior-Eoceno Medio Temprano)

Están representados por secuencias flyschoides, constituida por areniscas polimícticas, margas arcillas, calizas, arcillas y conglomerados. Todas las secuencias terrígenas tienen un gran aporte de la erosión del arco volcánico, aunque lo que predominan son los sedimentos margosos y arcillosos. Tiene influencia de corrientes turbidíticas.

Todos estos sedimentos constituyen parte del sello regional del yacimiento. La fauna predominante corresponde a morozovélidos y acarínidos (fig. 3.4 y fig. 3.8, a, b, c, d) que determinan la edad de la secuencia. Estos sedimentos se depositaron en un ambiente batial. Su espesor aproximado es alrededor de los 400 m. en superficie puede pasar los 1000 m. Su contacto inferior es discordante con el Maastrichtiano y el superior con el Eoceno Superior.

Hacia el noroeste del yacimiento en los pozos de esa área, encontramos en la base de esos depósitos (Eoceno Inferior) unos conglomerados que sus

fragmentos son tobas, guijarros de rocas sedimentarias (calizas, areniscas) con matriz arcillosa (fig. 1.6) Estos conglomerados hacen contacto con las tobas, que en muchos casos son confundidas y son tomadas como tope toba. Localmente entre esos conglomerados y las tobas, en ocasiones hay arcillas que constituyen un sello, pero cuando no existe el sello pueden constituir reservorios de petróleo como en el caso del pozo Pina-37, (fig. 1.6) la edad de estos conglomerados es Eoceno Inferior demostrado por fauna encontrada en los núcleos 1 y 2 del pozo Pina-37 y núcleo 2 del Pina-39. Estos depósitos son atribuidos a las formaciones de superficie Zaza y Loma Iguará.

Formación Santa Clara (Paleoceno)

Compuesta por areniscas polimícticas y calcárea, conglomerados vulcanomícticos, arcillas y subordinadamente calizas arcillosas.

Estos depósitos son de naturaleza muy errática en toda la región, principalmente en la zona Sur. En el área de investigación solamente se encuentra estos sedimentos en el Yacimiento Pina y representado por un solo pozo, Pina-26; pudiéramos considerar éstos depósitos como una zona condensada. La fauna planctónica índice, corresponde a Morozovelidos que nos define la edad de Paleoceno Medio-Superior. En este piso generalmente encontramos fauna Cretácico redepositada. El paleoambiente es Batial Superior.

El contacto inferior es discordante erosivo con el cretácico y el superior transicional con los sedimentos del Eoceno Inferior. El espesor no sobrepasa los 100m.

Formación Eloísa (Maastrichtiano Superior)

Corresponde principalmente a margas organógenas, calizas arcillosas, conglomerados y limolitas. Esta secuencia, en muchos de los casos se presenta en los pozos en forma rítmica, aunque tiene una tendencia a ser grano creciente hacia el tope de la secuencia. Hacia el noroeste existen pozos que tienen en la base conglomerados (Pina 61, 60 y 69) que son de tipo poligénicos, que denotan que existieron distintas zonas de aporte. En general estos sedimentos en la parte central del yacimiento, tienen poco espesor, no pasa de los 50 m. pero no así hacia los extremos que el espesor aumenta, pero su espesor no excede en lo

general de los 100m. (fig.1.4). Estos sedimentos representan la parte basal del sello del yacimiento. Yace discordantemente sobre las tobas erosionadas. Tiene amplia gama de fósiles planctónicos que definen muy bien la edad de la secuencia de Maastrichtiano Superior con: *Abathomphalus mayaroensis*, *Contusotruncana contusa*, *Globotruncanita stuarti*, *Pseudotextularia elegans*, *Globotruncanella petaloidea*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Radiolarios* la deposición de los sedimentos fino fue en zona batial y los sedimentos gruesos plataforma externa (fig. 3.2 y fig. 3.8 a, b, c, d).

Especies de foraminíferos planctónicos más representativas para el Cretácico Superior Maastrichtiano. Estos sedimentos son correlacionados en superficie con la Formación Eloisa, principalmente asociados a los sedimentos finos.

Secuencias vulcanógenas-sedimentarias

Formación Dagamal (Campaniano).

Litológicamente corresponde a tobas cristaloclásticas y vitroclásticas de composición andesíticas de granulometría fina, las tobas están muy alteradas a arcillas por su gran contenido de vidrio volcánico, intercaladas entre las tobas encontramos margas, lutitas, y areniscas, encontrándose el taxón *Globotruncanita calcarata* que determina la edad Campaniano Superior. En estos sedimentos en algunos núcleos se observan pequeños pliegues y también se puede observar una sedimentación gradacional.

Estos sedimentos por su caracterización litológica se le ha llamado *Toba Fina*. En esta denominación se ha agrupado a aquellas rocas, cuya granulometría es menor de un milímetro. Su textura, atendiendo a la naturaleza de los fragmentos que las componen, es sumamente variada y no puede afirmarse que predomine un tipo en particular. Sin embargo, se aprecia que las tobas cristalino vítreas y vítreas son ligeramente más abundantes, mientras que el resto son cristalinas, cristalino-líticas, líticocristalina y en un por ciento algo menor vítreo-cristalinas.

En esas tobas finas son frecuentes las intercalaciones con sedimentos, más abundantes aquí, que en el paquete que se denomina toba gruesa. En concordancia con la granulometría de las tobas, los sedimentos que se intercalan con ellas son también de grano fino, siendo muy frecuentes las rocas arcillosas,

margas, argilitas. Estas rocas pueden tener determinada cantidad de componentes terrígenos de fracción limosa o arenosa fina.

El espesor oscila entre 400-600 m, (fig. 3.9), muy ocasionalmente encontramos algunos fragmentos de característica conglomerática de matriz vulcanógena. El ambiente es batial, su homólogo en superficie es la Formación Dagamal. Su contacto inferior en muchos de los casos lo hace con los sedimentos de las tobas gruesas y otros, en menor caso, con los efusivos. El contacto superior discordante con los sedimentos del Maastrichtiano. La secuencia de toba fina es el reservorio principal del yacimiento Pina, éstas tobas, aunque contienen un por ciento alto de vidrio volcánico, que en contacto con el agua se altera rápidamente a arcilla, poseen buena porosidad por fractura.

Formación Bruja (Albiano Superior-Turoniano)

Corresponde litológicamente a tobas de composición andesítica, andesítico-basáltica de granulometría diferente, principalmente gruesa. También intercaladas entre estas tobas encontramos conglomerados, calizas arcillosas, tufitas del Albiano Superior-Turoniano.

En muchos casos estas tobas están muy alteradas, también observamos flujos de lavas de poco espesor.

Estos depósitos se denominan *Tobas gruesas*, su composición basáltica tiende a ser abundante, ya que las rocas de granos muy gruesos y las brechas volcánicas son frecuentemente más basálticas que andesíticas.

Con las tobas gruesas suelen intercalarse algunos sedimentos con menos frecuencias que con las tobas finas. Se pueden encontrar fragmentos de calizas y arenitas con matriz tobáceas. En algunos pozos (Pina 2 y 3), aparecen intercaladas con tobas gruesas capas o lentes de poco espesor (aunque en ocasiones alcanzan 50 m) de calizas fosilíferas arcillosas con fracción arenosa fina y tufita, cuya edad ha sido determinada como Albiano Superior parte alta-Cenomaniano. Estos sedimentos se le atribuyen en superficie a la Formación Provincial (Fm. Serrucho) (fig. 1.4).

También encontramos, con mayor frecuencia, intercalado entre las tobas gruesas conglomerados tobáceos, que se describen como rocas de grano muy grueso, con

fragmentos de marcado redondeamiento, cuya naturaleza ocasionalmente no está clara debido a que su matriz no suele recuperarse en la muestra de canal. Pudiera ocurrir este redondeamiento producto del enfriamiento en contacto con el agua al salir estos sedimentos violentamente de las explosiones del arco en el océano.

La secuencia tiene espesor de alrededor de 400m. La parte alta del corte tiene similitud en superficie a la Formación Bruja. Generalmente en su parte inferior tiene contacto con los efusivos. Las tobas gruesas, aunque es una granulometría de tipo conglomerática, tiene una porosidad baja.

Formación Mataguá (Efusivos del Aptiano-Albiano)

Compuesto por lavas de composición andesítica, andesítico-basáltica. Dentro de las rocas efusivas se encuentra un paquete de rocas sedimentaria compuesta por tobas, tufitas y calizas, esta última contiene fósiles representado por *Ticinella roberti*. Estos depósitos están muy cataclastizados y alterados, presentan amígdalas que están rellenas de calcita, presentando inclinación lo que evidencia un fuerte movimiento. Esta secuencia está presente en algunos pozos del yacimiento, su edad corresponde al Aptiano-Albiano, su espesor puede sobrepasar los 2000 m.

El ciclo de lavas debe estar enmarcado en cada posición de las tobas, esta característica corresponde a la parte media de la fase efusiva del Arco. La Formación Mataguá es la representativa de esta secuencia en superficie. Por debajo de esta secuencia no se ha detectado otra secuencia más vieja por no ser atravesada por ningún pozo. El pozo Pina 3 cortó un poco más de 1000m. de éstos depósitos (fig.1.4). El ambiente es talud superior a plataforma externa.

Sólo un número limitado de pozos alcanza a cortar los efusivos. Desde el punto de vista de su quimismo, parece existir la regla de que se encuentran, en primer lugar, andesitas y con frecuencia, basaltos yaciendo debajo de éstas. En general las rocas están fuertemente cataclastizadas y en ocasiones han sufrido además, una fuerte cloritización y pelitización.

La relación entre las diferentes coladas es difícil de precisar, a través de la interpretación de las muestras de pozos, cuando no abundan los núcleos de perforación. Aunque en ocasiones se presentan grandes espesores de efusivos en

algunos pozos, a veces ha sido posible deducir la existencia de varias coladas sucesivas, separadas por pequeños espesores de tobas, las cuales en la mayoría de los casos están fuertemente alteradas. Muy ocasionalmente se han observado pequeñas costras vítreas escoriáceas en los techos de las coladas.

Características de las electrofacies. (EF)

Las litofacies a través del estudio detallado de las muestras de canal en algunos pozos que resultaron claves por poseer esta información, dio la posibilidad de diferenciar las electrofacies. De esta forma pozos que no tenían esta información detallada, pudieron ser correlacionados por el comportamiento de los registros de pozo.

La caracterización se hizo atendiendo a un comportamiento general, aunque se presentan variaciones locales. El complejo de métodos utilizados fue el potencial espontáneo (SP), Resistividad (R), el caliper (CAL) y radioactivos gamma natural (GN) y neutrón gamma (NG) lo que se acostumbra a denominar como registro estándar, ya que se pasa en todos los pozos.

A continuación mostraremos las electrofacies según el comportamiento de los registros como antes expusimos; hemos de aclarar que en aquellos pozos donde no se hizo el reestudio a través de las muestras de canal continua, pero que poseían alguna información litológica tanto de núcleos como de muestras de canal realizadas en otra época, se incorporaron por considerarlo de gran utilidad.

En la Formación Dagamal se pudo diferenciar 3 electrofacies.

Electrofacies-1 Formación Dagamal: toba arenosa, el SP es negativo, R de bajo - media, GN y NG, medio a bajo, CAL algo aumentado.

Electrofacies-2 Formación Dagamal: tobas vitreas y cristalina de granos gruesos, SP es mas negativo, R debajo – medio, NG y GN medio-bajo, , CAL algo aumentado.

Electrofacies-3 Formación Dagamal: tobas vítreas, mayor contenido de limoarcilloso, alterada a arcillas, SP negativo, R de bajo-media, Gn y NG bajo-medio pueden aparecer picos de GN y NG, CAL algo aumentado.

En la Formación Bruja se diferenciaron 2 electrofacies.

Electrofacies-1 Formación Bruja: tobas de granos gruesos, litoclastos grandes, NG medio, G medio-alto, SP variable con pico negativo, R medio-alto.

Electrofacies-2 I: tobas de conglomerados diverso, SP variable, en intervalo se hace negativo, R bajo tiende a aumentar, GN y NG variable.

La Formación Mataguá está representada por 2 electrofacies.

Electrofacies-1: efusivos verde, tobas muy recrystalizadas, consolidadas, vítreas.

Presenta un comportamiento meseta muy bien definido, SP negativo, R alto, GN y NG alto y CAL disminuye al diámetro de la barrena.

Electrofacies-2: conglomerático más heterogéneo, variable en todos los parámetros, gran incidencia de pico del potencial.

3.2.2 Estratigrafía de la zona Brujo

En los pozos Brujos la presencia del Arco se ha reflejado solamente en la fase explosiva y no en todos los pozos. Solamente en Brujo-2 y Brujo-3, (fig. 3.10), también presenta otra característica, no se encuentran sedimentos intercalados entre las tobas. Los depósitos sinorogénicos los constituyen una secuencia terrígena-carbonatada atravesada por los pozos.

Formación Loma Iguará (Eoceno Inferior)

Esta representado por intercalaciones de margas fosilíferas limosa de tonalidad gris claro a gris oscuro y arcillas. También se encuentran calizas de distintos tipos, fragmentarias, arenosas y otras con aspecto conglomerática que contienen fragmentos de coral. Contienen además litoarenita poligénicas de granos gruesos, en muchos de los casos los fragmentos que componen esta secuencia, tienen aporte volcánico.

La secuencia de acuerdo al complejo de fauna está constituido por morozovélidos y acarínidos de edad Eoceno Inferior (fig. 3.11, a, b, c, d, e).

El contacto inferior es discordante con los depósitos del Maastrichtiano y el superior con el Eoceno Medio. Su espesor promedio es de 200 m. Generalmente estos depósitos correlacionan en superficie con la Formación Loma Iguará. Se considera que estos depósitos corresponden a una sección de la formación (parte superior), debido al carácter predominante de terrígenos.

Estos sedimentos fueron cortados por todos los pozos, representados por sedimentos finos, en algunos casos hay intervalos que contienen sedimentos más

gruesos, desde areniscas hasta conglomerados, cómo es el pozo Brujo-1 (fig.3.10) Estos depósitos están caracterizados por una sedimentación de tipo flysch, con intercalaciones rítmicas de sedimentos clásticos, calizas, margas, arcillas. Hay predominio de foraminíferos planctónicos y radiolarios. El contenido faunístico es de *Morozovella aragonensis*, *Acarinina pseudotopilensis*, *Acarinina broedermanni*, *Morozovella grasilis*, *Morozaovella aequa* Se caracteriza por un ambiente de plataforma batial superior (fig.3.12).

Formación Eloísa (Maastrichtiano)

Estos depósitos del Maastrichtiano se dividen en el presente trabajo en dos paquetes: en el primero, predominan los sedimentos finos y en el segundo paquete fragmentos gruesos.

Primer paquete (Sello): (Maastrichtiano Superior) predominan por lo general una granulometría fina, contenido por margas fosilíferas algo limosa de color gris ceniza a claro, algunos fragmentos son muy fosilíferos. Existen intercalaciones de fracciones arenosa-conglomerática. En los guijaros finos de andesitas y basaltos se observan buenos redondeamientos, los granos arenosos están sueltos, con probable matriz margosa, similar a la litología del sello. Presenta además arcillas. Las margas fosilíferas presentan abundantes fósiles representativos de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiano Superior. La fauna está constituida por *Contusotruncana contusa*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Rosita walfischensis*, *Glotruncana linneiana*, *Pseudotextularia elegans*. Además, fueron encontrados foraminíferos bentónicos pequeños *Lenticulina*, *Marsonella oxycona*, *Epitomina* caracola. También se reportan corales lo que nos sugiere que es probable que localmente o cerca del área se desarrollaran arrecifes calcáreos de rudistas o bihoermos. En este intervalo aunque no se puede hablar de biozonas, si podemos hablar de una gran representatividad de los foraminíferos planctónicos en los sedimentos finos, predominando las rocas pelíticas, aunque también se ha reportado en menor proporción rocas psamíticas, cuya presencia se explica por corrientes turbidíticas que interrumpen la sedimentación pelítica normal. (fig.3.11,a,b,c,d,e,y fig.13).

Estos depósitos tienen características de sello. Tiene un espesor de 150 m. Contacta discordantemente por su parte inferior con las rocas del arco y en la parte superior discordante con sedimentos del Eoceno Inferior.

Segundo paquete (Reservorio): Corresponde a margas, sublitoarenita poligénica de granos grueso a finos con matriz arcillosa. Contiene intercaladas conglomerados de fragmentos de basaltos negros con cemento calcáreo, además contiene litoarenitas poligénicas de granos gruesos. Este paquete se le asigna la edad de Maastrichtiano Inferior; por considerarse que estos sedimentos son producto de la erosión del arco y aunque contienen fósil, no se define exactamente esa edad, pero considerando que el Arco volcánico terminó en el Campaniano Superior y están depositados por debajo del Maastrichtiano Superior, podemos suponer que son producto de la erosión de rocas del arco que se produjo a principio del Maastrichtiano Inferior (fig. 3.10).

El contenido de fauna de foraminíferos planctónico es muy semejante al que se encuentra en el área de Pina, en su contenido genérico y de especies, lo que nos permite decir que existió un desarrollo paleoambiental similar.

Depósitos vulcanógeno-sedimentario

Formación Dagamal (Campaniano)

Representados por distintas tobas, toba cristalolítica de ceniza gruesa de composición andesítica, tobas vítreas, en algunos casos tiene características brechosa de elementos volcánico de matriz tobácea y basáltica. Contacta discordantemente en su parte superior con los sedimentos del Maastrichtiano. El espesor no sobrepasa los 150m.

En superficie estos depósitos los asociamos a la Formación Dagamal. No presenta una fauna representativa, solamente escasos foraminíferos planctónicos diferenciados de *Globotruncanidae*, pero, no obstante, a esto en el Brujo-3 en la parte superior de los sedimentos vulcanógeno se determinó la especie *Globotruncanita calcarata* del Campaniano Superior. El ambiente es batial superior.

Características de las electrofacies

En la Zona Brujo se utilizaron los complejos de métodos eléctricos y radioactivos se establecieron cuatro electrofacies. En la Formación Eloisa se diferenciaron dos electrofacies.

Electrofacies-1 Formación Loma Iguará: intercalaciones de arcillas con fracción arenosa, margas y calizas muy arcillosas, la resistividad es con valores medio a alto, el gamma alto, y el caliper bastante estable.

Electrofacies-2: Formación Eloisa: secuencia de arcillas, con fracciones arenosa y conglomerados, tiene baja resistividad, caliper muy variable, tendiendo a ser aumentado y el gamma es variado, aumentando frente a la presencia de arcilla.

Electrofacies-3 Formación Eloisa: conglomerados, se caracteriza por el aumento notable de la resistividad, el caliper es variable, gamma es alto.

Electrofacies-4 Formación Dagamal: toba lítica andesítica de ceniza gruesa, el intervalo se manifiesta con un aumento notable de la resistividad, el caliper es variable, el gamma es alto.

3.2.3 Estratigrafía de la Zona Los Naranjos

El área Los Naranjo es una estructura revelada por la sísmica como un alto estructural. Se perforó el pozo Los Naranjos, no existiendo otra perforación en el área. Por tal motivo, para hacer una comparación con las otras áreas (Brujo y Pina), se ha hecho del mismo, bastante detallada las distintas secuencias que están en el pozo.

En el corte del pozo no se descubrieron las rocas del arco pronosticadas, sino un espesor de secuencias del Terciario-Maastrichtiano, donde el horizonte sísmico correlacionado a (850 m), e inferido durante los trabajos de prospección a un horizonte cercano al tope del arco volcánico Cretácico, responde a intercalaciones de horizontes de calizas arenosas en arcilitas verde-grisáceas algo bentónicas, muy friables de la Fm. Zaza de edad Eoceno Inferior-Eoceno Medio basal, quedando la pertenencia estratigráfica de los diferentes paquetes de reflexiones de la siguiente manera (fig. 3.14):

Cabe destacar que fue confirmada la estructura, pero que la misma está asociada al tope de un paquete de horizontes de calizas dentro de la Fm. Zaza, donde la

base de éste, representa el techo de los depósitos de la Fm. Loma Iguará (Eoceno Inferior).

Esta evaluación de los resultados del pozo, no favorable a la ocurrencia de hidrocarburos, ha permitido confirmar otros criterios que se tenían sobre la configuración estructural del área. El corte del Naranjo-1X es similar al corte de los pozos Pina Norte-1 y Las Coloradas-1 y 1A donde hay un amplio desarrollo de las secuencia del Terciario, fundamentalmente de los depósitos del eoceno inferior y medio que llegan a quintuplicar los espesores reconocidos en los pozos de los yacimientos Pina y Brujo. Esto permite entonces, decir que los pozos están ubicados en una zona deprimida al norte-noreste del levantamiento, la cual según los datos sísmicos sufrió una inversión, evidente en la configuración de los reflectores que, en forma de pliegue contra falla con buzamiento al norte-noreste, se sigue desde los 0.100 s y hasta los 1.3 s. Esta particularidad del corte sísmico y la ocurrencia de espesores del terciario y Maastrichtiano de más de 1500 m permite atribuirlo a una estructura extensional de crecimiento mediante falla lístrica de tipo roll-over, ocurrida durante el Terciario temprano e invertida mediante esfuerzos compresionales que también afectaron a los depósitos de la parte baja del Mioceno Inferior.

Durante la perforación se analizaron más de 180 muestras y se confeccionaron 25 ditches, estos últimos fueron de vital importancia para separar los pisos estratigráficos dentro del Paleógeno, intervalo de gran desarrollo en el pozo y con escasa presencia de los comunes foraminíferos planctónicos que otras veces esclarecen el control geológico; en este caso la mayoría de las litofacies paleogénicas, estuvieron enriquecidas en nannoplancton calcáreos, es peculiar el considerable espesor de estas formaciones así como su composición litológica bastante uniforme, representado esencialmente por arcillas, margas y limolitas con lentes conglomeráticos, arenosos y calcáreos. Estos espesores Paleogénicos no se correspondieron con el área de Brujo, esto sugiere un evento tectónico o tectónico-deposicional que engrosara esta parte de la sección geológica (fig. 3.15).

Inicialmente los conglomerados con carácter de reservorio, muy distante de los 900 m esperados, se dispusieron a partir de los 1280 m, casi 300 m por debajo. En la figura se muestra un perfil geológico esquemático entre los pozos Brujo 1 y Naranjo 1, para él se tuvieron en cuenta las electrofacies registradas en el primero y las litofacies atravesadas en el segundo.

En el pozo Naranjo 1 no hubo manifestación alguna de petróleo y gas, según registros geofísicos estos conglomerados tienen arcilla abundante en su composición, algo que no se observó claramente en las muestras de canal. En la siguiente tabla se resumen los topes formacionales registrados en el pozo: Parece importante debido al espesor considerable de sedimentos Paleogénicos en el pozo Naranjo 1 y a su carácter eminentemente clástico, hacer una caracterización litofacial por Formación Geológica, esto nos permitirá, conocer en detalle otros pozos exploratorios que se perforen en ésta área de Cuenca Central.

Formación Marroquí (Eoceno Medio–Eoceno Superior)

Tuvo un espesor aparente en el pozo de más de 200 m.

Litológicamente representado por arcilitas y limolitas de colores verdes, grisáceos, cremas y pardo rojizas, cristales dispersos de dolomita, con granos arenosos y conglomeráticos de carbonatos cristalinos amarillosos, tobas de granulometría fina y muy escasos efusivos.

Horizontes frecuentes de areniscas (grauvaca+líticas) con granos abundantes de cuarzo y alguna plagioclasa, la matriz es arcillosa verde y pardo rojiza.

Hacia la parte media de la Formación es peculiar un paquete de margas limosas blancas, dolomíticas, recristalizada y con microvúgulos agrandados por disolución; trazas de bitumen oxidado.

Las biofacies características de este intervalo son: *Globigerina tripartita*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster molheri*, *Cocolitos spp.*, *Lenticulina spp.*

Formación Zaza (Eoceno Inferior parte alta–Eoceno Medio)

Con espesor aparente en el pozo de 255 m.

Dentro de las formaciones Paleogénicas descritas, es la que más componente calcáreo presenta, aunque su naturaleza continúa siendo clástica.

Hacia la parte superior esta Formación comienza con un intervalo que puede considerarse como un buen marcador estratigráfico debido al contenido faunal no registrado en ninguna otra Formación. Litológicamente representado por margas fosilíferas a arcilitas calcáreas de color blanco con contenido arenoso y conglomerático. Se presenta con diversos grados de recristalización, a veces coherente y cristalina, otras más arcillosa y friable. El contenido fosilífero es bien manifiesto en secciones delgadas. En matriz se disponen algunos nidos pequeños rellenos de bitúmen oxidado, a veces microporos y bioclastos con metálico. Este intervalo puede relacionarse a la parte basal del Eoceno Medio.

Ya en la parte media de Zaza (donde las biofacies comienzan a tener un rango que baja al eoceno inferior) el carácter de la secuencia es más poligénico, arenoso y conglomerático. Hay fragmentos de efusivos, tobas y algunos carbonatos recristalizados. Se disponen además arcilitas pardo rojizas y verdosas, estas últimas algo bentoníticas.

Hacia la parte baja de la Formación (últimos 100 m) predominan los horizontes calcáreos. Se manifiestan calizas blanco-amarillosas de textura gruesa (calcarenitas), de laminación fina, recristalizadas y consolidadas, con granos arenosos y a veces conglomeráticos de efusivos y raras veces tobas, cristales de cuarzo y metálico. Se intercalan arcilitas algo calcáreas (20-30%), muy friables, de color verde grisáceo, con granos arenosos gruesos diseminados, limolitas y margas grisáceas.

Las biofacies características de este intervalo son: *Morozovella aragonensis*, *Acarinina pseudotopilensis*, *Acarinina cf. brodermanni*, *Acarinina spp.*, *Discoaster barbadiensis*.

Formación loma Iguará (Eoceno Inferior)

Limolitas y arcilitas grises verdosas consolidadas, a veces se presentan algo recristalizadas y más coherentes, hasta argilitas, otras veces menos consolidadas, hasta bentoníticas. Lentes conglomeráticos con granos pequeños y subredondeados de volcánicos verdes y pardo oscuros y tobas cristalinas verdosas. Algunos horizontes de calizas arenosas blanco amarillosas, recristalizadas. Lentes de arcillita calcárea a marga arcillosa, ligeramente

bentonítica, muy incoherente, de color gris verdoso tenue. Lentes de arenisca (grauvaca) calcárea de granos finos de cuarzo, feldespatos y escasos efusivos y tobas.

Hacia la parte baja del corte se disponen areniscas de grano muy fino, de matriz arcillosa y variedades con cemento calcáreo, ambas con contenido tufogénico alterado y mezclado en matriz, con frecuente bitumen oxidado en fracturas y poros intergranulares. Lo demás, representado por granos conglomeráticos de efusivos, tobas, carbonatos y muy dispersos granitoides. Estas litofacies tienen fauna redepositada del cretácico superior.

Las biofacies características de este intervalo son: *Acarinina nítida*, *Acarinina pseudotopilensis*, *Orthostylus tribriachatus*, *Discoaster binodosus*, *Globotruncanidae* (redepositados).

Formación Eloísa (Sello) (Maastrichtiano Superior)

Con muy poco espesor aparente en el pozo, sólo unos 30 m.

Litológicamente representado por lutitas de color pardo rojizo y verdoso, margas blancas muy incoherentes, fosilíferas. Escasos granos arenosos de volcánicos y tobas.

Las biofacies características de este intervalo son: *Globotruncanita stuarti*, *Heterohelicidae*.

Formación Eloísa (Reservorio) (Maastrichtiano Inferior)

Espesor sin estimar en el pozo debido a que la perforación se detuvo luego de 42 m dentro de un reservorio que no tuvo ninguna manifestación de petróleo y gas.

La litología caracterizada por ortoconglomerado de gránulos finos-medios, apenas se observa matriz arcillosa (al no ser en los primeros metros del intervalo), a veces escaso cemento calcáreo. Fragmentos subangulares de andesitas de colores grises y verdosos, con fenocristales de plagioclasa bien definidos, basalto pardo oscuro y rojizo, tobas cristalinas de colores verde claro y blancuzco, recrystalizadas, a veces se observa apariencia fluida del vidrio volcánico. Muy escasas guijas de dioritas cuarcíferas de color blanco. Las biofacies características de este intervalo son: *Globotruncanita stuarti*, *Heterohelicidae* (fig. 3.16).

Características de las electrofacies (EF)

Para la caracterización geofísica de la Zona Los Naranjos se utilizaron los complejos de métodos radioactivos y eléctricos, se pudo diferenciar 7 electrofacies:

Electrofacies 1: Formación Marroquí: Esta EF es característica de una arcilla arenosa, con baja resistividad, muy alta porosidad, y lecturas del gamma natural espectral altas, y cercanas a las del gamma total.

Electrofacies 2: Formación Arroyo Blanco: También es una EF arcillosa, aunque con mayor resistividad y menor porosidad, aunque sigue considerándose alta. En la litología se describen componentes tobáceas, efusivos e intrusivos en forma de un conglomerado.

Electrofacies 3: Formación Zaza: Es una EF muy homogénea, con muy baja resistividad, porosidad similar a las anteriores y bajas lecturas del gamma natural. Tiene algo de toba en su composición.

Electrofacies 4: Formación Zaza: En esta EF de la misma formación, el comportamiento es más heterogéneo, aumenta la resistividad y la porosidad, y el gamma se mantiene al mismo nivel.

Electrofacies 5: Formación Iguará: Es similar a la EF 3 en cuanto a la resistividad y a las lecturas bajas de gamma que responden a bajo contenido de arcilla, pero su porosidad es mayor, casi como la EF 1.

Electrofacies 6: Formación Iguará: Se mantiene la baja resistividad de la EF anterior, dentro de la misma facies, con aumento de las lecturas del gamma natural.

Electrofacies 7: Formación Eloísa: Tiene un ligero aumento de la resistividad, también aumenta la porosidad y las lecturas del gamma, siendo este intervalo el más arcilloso del pozo. También se describen tobas.

Capítulo-IV Discusión

4.1 Relaciones estratigráficas y bioestratigráficas.

Algunas comparaciones entre las Zonas de Pina y Brujo, permiten hacer una valoración de similitud o no de sus características estratigráficas, litológicas y bioestratigráficas.

En los sedimentos sinorogénico basales (Maastrichtiano-Eoceno Inferior) de acuerdo a las litofacies y biofacies encontradas, en el Yacimiento Pina y Brujo, se puede establecer que existe una relación estrecha en la sedimentogénesis de los sedimentos sinorogénicos, conteniendo los mismos litotipos. En el yacimiento Brujo en el Maastrichtiano existió un predominio de rocas conglomeráticas con influencia del arco. Para el Eoceno Inferior también se manifiestan estos conglomerados, pero subordinadamente; son muy semejantes a los conglomerados que se encuentran en los pozos que están ubicados al noroeste de Pina, que son productores de petróleo. A estos conglomerados le asignamos la edad Maastrichtiano inferior y a los sedimentos fino (margas, arcilitas y calizas arcillosas) Maastrichtiano Superior, poseen un espesor promedio de (225-80 m) y Pina (50-100 m). Al noroeste de Pina hay pozos que tienen conglomerados (P-37) de edad del Eoceno Inferior. También están influenciados por corrientes turbidíticas. Las variaciones faciales laterales son algo diferentes en algunos pozos (B-2 y B-3), El contenido de fauna se manifiesta con la misma abundancia y diversidad de géneros y especies de foraminíferos planctónicos, tanto para el Eoceno Inferior, como para el Maastrichtiano (fig. 3.2 y fig 3.4). Respecto a los foraminíferos bentónicos pequeños también presentan las mismas características que los planctónicos, pero menos representativos en géneros y especies. Otro de los aspectos que coinciden son los paleoambientes. El petróleo que contienen los pozos de Brujo son de la familia-2, igual que el petróleo de Pina que pertenecen a la misma familia. Se puede inferir que el régimen y estilo geólogo-estructural de la cuenca fue similar para las dos áreas en esa época geológica (fig. 3.9, fig 3.16, fig.3.17).

Con relación a las rocas del arco volcánico, no podemos hacer las mismas aseveraciones que en los sedimentos sinorogénicos, ya que en el área de Brujo, no todos los pozos cortan las rocas del arco (B-2-3 y B-4), (fig.3.10) y los que lo cortan lo hacen solamente en su fase explosiva, los demás pozos llegaron a perforar sólo hasta las rocas del sinorogénico, esto fue producto de la afectación tectónica (transpresiva y transcurrente), que provocó el hundimiento de esa área y para cortar las rocas del arco se debe perforar más de 1200 metros. Los

sedimentos sinorogénicos heredaron las características estructurales del arco. En la mayoría de los pozos del área Pina cortaron las rocas del arco volcánico (fig.1.4 y fig. 3.18). Las rocas de las dos áreas presentan la misma composición, básica a media de tobas andesito-basalto. En Pina las rocas del arco son más representativas. En el área Brujo corresponden a litoarenita y cenizas de granos gruesos de composición andesita y basalto. La fauna planctónica es muy escasa, sin embargo contiene *Glotruncanita calcarata*, el mismo taxon que se encuentra entre los sedimentos intercalados de las tobas de Pina, que define la edad de la secuencia como Campaniano, además contiene los taxos *Globotruncanita stuarti* y *Rosita fornicata*. Esta fauna también se encuentra en Pina, pero más abundante en géneros y especies. El paleoambiente es el mismo para las dos áreas batial superior-plataforma externa.

En general, las áreas de Pina y Brujo tienen un estilo tectónico y sedimentológico muy semejante. Presentan la misma discordancia erosional del arco Maastrichtiano Inferior. De este modo se puede afirmar que Brujo es una extensión del yacimiento Pina.

4.2 Evolución geológica del Arco volcánico

En las etapas de desarrollo del arco insular se distinguen dos grandes complejos:

- vulcanógeno-sedimentario
- Intrusivo

En el área de estudio solo se manifiesta el complejo vulcanógeno-sedimentario. Este complejo se distribuye en toda Cuba con espesores variables que según algunos autores pudiera alcanzar un máximo de 10 Km. en la parte central de Cuba. Se puede calificar en su conjunto como complejo basáltico-andesítico-dacítico-poco riolítico, consecuentemente diferenciado que corresponde a una serie de asociaciones magmáticas. El complejo es predominantemente volcanoclástico con intercalaciones de rocas sedimentarias que constituyen los únicos elementos que aseguran sus correlaciones estratigráficas (fig. 1.4).

Las rocas de este complejo, principalmente las capas sedimentarias, presentan fósiles que permiten la datación de algunos niveles. Los más antiguos son foraminíferos del Aptiano (Furrazola *et al.* (1964) y Iturralde-Vinent (1994). Algunos

autores extienden la antigüedad de las volcanitas del arco al Neocomiano, sobre la base de que bajo el horizonte fosilífero del Albiano se observan varios cientos de metros de rocas volcánicas (Díaz de Villalvilla y Dilla, 1978), en: Milián (1987). La edad de las volcanitas más jóvenes es problemática. Algunos autores como Furrázola-Bermúdez (1975), en: Milián (1987) dan como término el Maastrichtiano, Segura *et al.*(1982) en: Milán (1987) define la extinción del volcanismo en el Campaniano superior-Maastrichtiano. Milian *et al.* (1987) considera que el volcanismo finalizó en el Campaniano Inferior. Iturralde (1996), es de la opinión que el arco comenzó en el Aptiano?, pero asegura que su terminación fue en el Campaniano tardío.

Cabe destacar que la presencia de la especie *Globotruncanita calcarata* en los sedimentos vulcanógeno-sedimentarios, en Pina, ha permitido demostrar con claridad la culminación del volcanismo en el Campaniano Superior, Perera *et al.* (1996).

En la parte inferior del complejo vulcanógeno-sedimentario se acumula, más lava con relación a la volcanosclástica. En la parte media, ocurre la parte inversa y en la parte superior predomina el complejo explosivo con sus sedimentos asociados. Con relación a las rocas volcanoclasticas, se puede indicar que la granulometría disminuye de modo general hacia la parte superior de los cortes, lo cual coincide con el incremento de las intercalaciones sedimentarias puras que incluyen calizas. La disposición sub-acuática en la mayoría de los casos tanto en el área como en los cortes se relaciona frecuentemente con la presencia de tubiditas, propiamente volcanotubiditas. Por esta razón la diferenciación de rocas epiclasticas piroclásticas está sujeta a fuertes discusiones en un sinnúmero de análisis petrográficos.

Se parte que la región estuvo siempre en el Antearco volcánico cubano y que las rocas del Arco de Isla presente en la región, fueron cabalgadas desde el sur(fig.1.7).

Teniendo en cuenta estos datos se propone la siguiente historia geológica para el área Pina-Brujo-Los Naranjos.

Durante el Aptiano-Albiano ocurre la primera manifestación volcánica, con fuerte desarrollo de las rocas efusivas sobre las ofiolitas de la corteza oceánica.

Durante el Albiano-Cenomaniano, la sección probablemente coincide con una cuenca de antearco o intraarco con ambiente de nerítico externo a batial superior, propicio para la deposición de las rocas terrígeno-carbonatadas, representadas por agilitas con impregnaciones de materia orgánica y calizas organógenas muy arcillosas en los pozos Pina (28, 2 y 3) entre otros (fig.1.4). Esta litología corresponde a las características sedimentológicas de una roca madre, aunque no se le han realizado análisis de contenido de materia orgánica.

No existe evidencia de fauna de edad Turoniano, aunque se supone que esté presente en las rocas sedimentarias como una secuencia condensada etapa de una máxima inundación a nivel mundial.

Durante el Coniaciano-Santoniano con el desplazamiento al norte del eje volcánico, aumenta el aporte del material vulcanógeno, depositándose fundamentalmente tobas y casi no se observan otros sedimentos. Estos comienzan a aparecer en forma de tufitas principalmente, en la etapa final del vulcanismo en el Campaniano. Estas secuencias tobáceas presentan buenas propiedades como reservorios.

En la región en esta época del Campaniano o al principio del Maastrichtiano debe comenzar la imbricación de las rocas ofiolitas sobre el arco de isla y el cabalgamiento de ambos sobre la parte sur del margen continental, dando lugar a la formación de los distintos mantos del terreno Zaza.

En las zonas deprimidas, entre los pliegues, ocurre la deposición del conglomerado Eloísa, constituido fundamentalmente por fragmentos de tobas en su parte inferior y de efusivos en su parte superior, en dependencia del nivel alcanzado por la superficie de erosión en la cresta de los anticlinales (fig.1.7). Se considera todos estos conglomerados producto de la erosión del arco de edad Maastrichtiano Inferior. A fines del Maastrichtiano se depositaron sedimentos clásticos carbonatados y del arco, representados por margas, conglomerados polimícticos, litoarenitas, areniscas polimícticas. Parte de estas rocas constituyen el sello basal de las rocas del arco. El Paleoceno en esta área es errático,

solamente aparece en el Pina-26, posiblemente constituye una secuencia condensada. A principio del Eoceno Inferior se intensifican los movimientos, se reactivan algunas fallas y se forman fuertes plegamientos. Durante el Eoceno Inferior-Eoceno Medio, de nuevo se produce un hundimiento con deposición de material terrígeno-carbonatado, que constituyen también las rocas sellantes.

4.3 Consideraciones sobre los sedimentos Sinorogénicos del Cretácico y su relación con el Arco Volcánico

Los depósitos sinorogénicos tienen un gran desarrollo en la Cuenca Central, tanto en los yacimientos, como en otras áreas de la región, sus sedimentos tienen gran influencia del arco volcánico, las distintas secuencias tienen gran aporte de sedimentos del arco producto de la erosión que se produjo a principio del Maastrichtiano. Estos sedimentos que se encuentran en contacto discordante con las rocas del arco, presentan varias características:

- pueden servir de sellos a las rocas del Arco
- pueden ser colectoras en algunas localidades del área.

Cuando tienen características de sellos pueden presentar un alto porcentaje de arcillosidad (generalmente más del 50 %) y espesores que pueden variar desde 25 m hasta 400 m, en otras áreas de la Cuenca Central pueden alcanzar hasta 1000 m, lo que los hace un buen sello para reservorios de petróleo. Litológicamente tiene una representación variada: argilita, margas, limolitas, clastos de calizas arcillosas, areniscas y material tabáceos generalmente, alterado a minerales arcillosos del tipo montmorillonítico, que cuya edad abarca desde el Maastrichtiano hasta el Eoceno Medio temprano.

De estudios realizados a muestras del yacimiento Pina, se pudo definir que el tipo de mineral arcilloso más frecuente en esta secuencia es la motmorillonita, la hidromica, lo que constituye un argumento que garantiza la calidad del sello, ya que la misma presenta elevada plasticidad y posibilidad de hincharse aumentando las propiedades impermeables.

La secuencia que sirve como sello a las rocas del reservorio del arco, siempre se le atribuyó la edad del Eoceno Inferior y Campaniano-Maastrichtiano para todos los yacimientos de la cuenca, ya que se consideraba a la fauna y sedimentos del

Campaniano-Maastrichtiano en muchos casos como redepositada, característico en estos sedimentos; pero cuando se comenzó a perforar el área de Pina se mantuvo con ese mismo criterio, pero aquí los sedimentos basales eran de pequeño espesor (25-50 m) y era difícil definir la secuencia, pero la cantidad de pozos y el muestreo detallado posibilitó a que se pudiera caracterizar la secuencia. Los sedimentos carbonatados y terrígenos que se encuentran en Pina y Brujo del Campaniano, intercalados como capas en la parte superior de las tobas, sin duda demuestran que la zona que aportó estas rocas al arco en esa época, continuó suministrando éstos mismo sedimentos al sinorogénico, y que en la actualidad sirven de sellos, tanto los paquetes del sinorogénico basales, cómo las rocas vulcanógeno-sedimentarias tienen las mismas características litológicas, lo que constituye un problema para definir el tope de las tobas, ya que hay veces tienen un porcentaje alto de estos sedimentos. Es difícil diferenciar el tope de toba, tanto por registro, como por sísmica, principalmente esta última que casi no presenta impedancia acústica para definir la diferencia. (fig. 1.6)

Otra característica que tiene los sedimentos del sinorogénico es que pueden servir de reservorio, generalmente los conglomerados basales, constituidos por rocas del arco y otras carbonatadas. Estos conglomerados son reservorios de petróleo en la cuenca en el Yacimiento Cristales, Pina y Brujo. Los espesores pueden oscilar de 400 metros a 600 metros. (fig.1.4, fig.3, 10, fig.3.15).

En los pozos del noroeste del yacimiento Pina, encontramos en la base de esos depósitos (Eoceno Inferior), conglomerados, cuyos fragmentos son tobas, guijarros de rocas sedimentarias (calizas y areniscas) con matriz arcillosas. Estos conglomerados hacen contacto con las tobas, que en muchos casos son confundidas y son tomadas como tope toba porque en ocasiones no tienen matriz o es muy escasa. Localmente entre esos conglomerados y las tobas, en ocasiones hay arcillas que constituyen un sello, pero cuando no existe el sello pueden constituir reservorios de petróleo como en el caso del pozo Pina-37 (fig. 1.6). La edad de estos conglomerados es Eoceno Inferior demostrado por fauna encontrada en los núcleos 1 y 2 del pozo Pina-37 y núcleo 2 del Pina-39. Estos depósitos son atribuidos a las formaciones de superficie Zaza y Loma Iguará.

4.4 Criterio sobre el Potencial de hidrocarburos de las secuencias Vulcanógenas-Sedimentarias

Atendiendo al desarrollo de la investigación que estamos realizando sobre las características estratigráficas de las secuencias del Arco en las áreas Pina-Brujo y los Naranjo, creemos que es necesario dar algunos elementos sobre el potencial de hidrocarburos que pudieran tener los sedimentos que se encuentran dentro del Arco.

Hemos considerado las divisiones que tiene el arco volcánico del Cretácico; esta división posee tres regiones: La zona anterior del arco o antearco la cual se va a encontrar al Norte, la zona del bloque del arco, en la parte central de la isla y la región de retroarco situada fundamentalmente en cercanías de la costa y la plataforma insular meridionales. Cada una de ellas pudiera tener un potencial de hidrocarburos diferentes.

Estas zonas en la actualidad, debido a la orogénia se encuentran fuertemente deformadas con pliegues contra fallas inversas; otros autores además de estas deformaciones sustentan que hay mantos de sobrecoyrimientos.

Los datos e información geoquímica López *et al.* (1979) en: Tenreyro (1997) disponibles hasta el momento llevan a pensar que las rocas madre que alimentan estos yacimientos son las secuencias carbonatadas de aguas profundas, ricas en materia orgánica, perteneciente a las Unidades Tectóno-Estratigráficas de Placeta y Camajuaní. Sobre estas secuencias cabalgó parte del arco durante la orogenia. Por lo tanto se ha emitido la hipótesis de una migración vertical desde las cocinas situadas en rocas del margen continental hacia los reservorios del terreno Zaza (fig.1.7). Existe la posibilidad de argumentar otro hipotético sistema petrolífero. Se trata de la alimentación de los reservorios de Zaza a partir de niveles de rocas generadoras desarrollados en horizontes sedimentarios dentro del arco. Tal pudiera ser el caso de las secuencias del Cenomaniano-Turoniano, en la zona de antearco. En este período de tiempo disminuyó el vulcanismo trayendo como consecuencia la deposición regional de rocas propensas a la acumulación y conservación de la materia orgánica. Estas corresponden, en la parte de Cuenca Central, a la Formación Provincial (Fm. Serrucho). Estos depósitos se encuentran

en los pozos Pina-2 y 3, constituidos por calizas, conglomerados y limolitas calcáreas algo tobáceas de edad Albiano-Turoniano (fig.1.4). En superficie se reporta un espesor de 70 m, mientras que en los pozos (Pina 28), puede alcanzar más de 200 m. Alvarez *et al.*(1994). Estas rocas desde el punto de vista geoquímico, están muy mal estudiadas.

La zona que corresponde al bloque de arco se encuentra aproximadamente a lo largo del eje de la isla. Cualquiera que sea el esquema evolutivo que se considere, la región axial de la isla va a corresponder al bloque de arco. Aquí se sigue suponiendo que funciona un sistema de alimentación desde las rocas del arco infrayacente aunque, como es natural, de existir estas secuencias debajo del arco obducido, las vías de migración van a ser mucho más complejas que en la zona anterior. En la región del bloque de arco no se han encontrado yacimiento hasta el momento, aunque los campos Cristales, Jatibonico, reforma y Catalina pudieran estar ubicados en esta zona. Aquí, además de las secuencias potencialmente generadoras de hidrocarburos descritas con anterioridad pudieran teóricamente aportar un tercer sistema los depósitos de las cuencas sincrónicas y posteriores a la orogenia.

Más al Sur, en la zona presuntamente ligada al retroarco, los datos que se tienen, parecen indicar que la actuación de un sistema con una alimentación desde rocas del margen continental sobre las cuales cabalga el terreno Zaza es muy poco probable. Por otra parte, los sistemas hipotéticos ligados a posibles niveles generadores de hidrocarburos en rocas sincrónicas al arco (en un ambiente de retroarco) y en las cuencas posteriores a la extinción del arco parecen muchos más probables. En las cuencas del Sur los espesores de rocas sin- y post-orogénicas desarrolladas llegan alcanzar hasta 3,5 km y más. Sin embargo, esta zona se destaca por la pobreza de datos acerca de las características geoquímica del corte, su historia de subsidencia y maduración. Por lo que no se ha emitido criterios definitivos acerca de la capacidad de observación del petróleo.

En el área de Pina los horizontes que son reservorios, son las tobas del Campaniano, representado por tobas vitrocrystaloclasticas y crystaloclastica, es el reservorio principal del yacimiento; el segundo horizonte son las tobas

cristaloclásticas del Albiano-Turoniano, generalmente es de una granulometría gruesa; el tercer horizonte es el efusivo que esta fuertemente cataclastizado con un carácter de brecha, éste horizonte se encuentra generalmente a mayor profundidad lo que ha sido atravesado pocas ocasiones en estructura elevadas como algunos pozos de Pina.

En el área de Brujo el horizonte productor fundamental es el de los sedimentos del sinorogénicos del Maastrichtiano; los sedimentos del arco en Brujo no lo cortan todos los pozos y cuando están presentes en algunos, es de poca potencia.

Otros horizontes que son reservorios, pero con un carácter local son las secuencias carbonatadas (calizas del Maastrichtiano) y terrígenos en forma de lente de areniscas y limonitas polimícticas con carácter vulcanógenas que se encuentran en el orogénico, en sector limitado. Generalmente son reservorios pequeños con una acumulación de petróleo limitada. Estos horizontes pudieran existir en nuestra área como trampas estratigráficas, es una opción que no se puede descartar a la hora de hacer un análisis de exploración en la búsqueda de horizontes productivos.

Existen factores que constituyen riesgos para la exploración de los plays vulcanoclásticos en la zona noreste de Pina y Brujo; entre ellos se encuentran el poco espesor del sello y su destrucción o no presencia en sectores del área, debido a procesos tectónicos. Es necesario analizar detalladamente este factor en futuras propuestas exploratorias, sectores favorables para su ocurrencia, donde los fenómenos tectónicos no alcancen en tanta magnitud los sedimentos post-Campaniano.

Conclusiones

- ✓ Se confeccionaron las columnas geológicas generalizadas de cada zona (Pina-Brujo-Naranjo), donde se muestran las características de las secuencias del arco y los sedimentos sinorogénicos, que servirán de referencia en la exploración petrolera, y podrán ser utilizadas en los proyectos de perforación en la Cuenca Central.
- ✓ Existe un hundimiento de la zona Pina hacia Brujo lo que explica, el tope toba promedio de Pina (800 m) y de Brujo 1200 m y se demuestra por el poco espesor cortado por los pozos Brujos de los sedimentos del Arco, probablemente por la existencia de un sistema de fallas transcurrentes.
- ✓ Existe coincidencia en la evolución de la cuenca, tanto bioestratigráfico como paleoambiental, dado por la presencia de los taxa de foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como sus características de sedimentogénesis en las áreas Brujo y Los Naranjo, afirmando que son una extensión del yacimiento Pina.
- ✓ En las áreas de Pina-Brujo se elaboraron tablas de topes y bases de las distintas secuencias del Arco Volcánico y los sedimentos sinorogénicos, apreciándose la variabilidad de espesores lateral y vertical, que son muy útiles al confeccionar las cartas geólogo técnicas para la perforación de los pozos.
- ✓ En las áreas Pina-Brujo-Los Naranjos se pudieron diferenciar las distintas secuencias del Arco Volcánico: efusivas y explosivas, estableciéndose la edad de Aptiano-Albiano inferior para la efusiva y de Albiano Superior-Campaniano para las secuencias explosivas.
- ✓ Se establece la edad Maastrichtiano Superior-Eoceno Inferior para los sedimentos basal que corresponden al sello de las secuencias del Arco Volcánico del área Pina-Brujo-Naranjo.
- ✓ Se evidencia por las asociaciones de fósiles encontrados en las distintas secuencias del Arco, un paleoambiente de plataforma externa a principio del Aptiano-Albiano, produciéndose oscilaciones en la profundidad de la

Cuenca, que se profundiza en el Maastrichtiano-Eoceno Inferior y se depositan los sedimentos sinorogénicos en un paleoambiente batial.

- ✓ Las rocas del Arco Volcánico son reservorios petrolíferos alimentados por rocas carbonatadas de tipo rampa (cuenca), ya que el petróleo que se encuentra en Pina y Brujo son de la familia- II, producido por este tipo de carbonato.

Recomendaciones

- 1- Existen algunos factores que constituyen riesgos para la exploración de los plays vulcanoclásticos en la región Pina-Brujo-Los Naranjos, los que se encuentran, el poco espesor del sello y su destrucción o no presencia en sectores debido a complejos procesos tectónicos. Recomendamos analizar detalladamente este factor en futuras propuestas exploratorias en sectores favorables para su ocurrencia, donde los fenómenos tectónicos no alcancen en tanta magnitud los sedimentos post-Campaniano.
- 2- Debido a que en muchas ocasiones existe extrema similitud, litológica y petrofísica entre las secuencias clásticas del sinorogénico basal y otras vulcanoclásticas que constituyen el reservorio fundamental, recomendamos continuar haciendo estudios biofaciales de detalle para contribuir al mejor conocimiento del subsuelo y a la toma de decisiones durante las perforaciones petroleras.
- 3- Debido a los insuficientes trabajos geoquímicos realizados con anterioridad en los sedimentos intercalados dentro del arco, recomendamos incrementar los trabajos geoquímicos en las rocas del Albiano-Turoniano para su valoración de ser roca madre.

Bibliografía

- Alvarez, J. A., Perera. C., Otero. R., Rodríguez. M., Carballo. J., (1994). Evaluación de potencial de exploración del Bloque # 21. Región Noreste de Cuenca Central. CEINPET, Cuba, 28 Pp.
- Alvarez, J. A; Otero. R., López. J., Echevarría. G. (2000). Evaluación de objetivos y prospectos para la evaluación de CUPET del Bloque -21, Cuenca Central, C. de Ávila, Archivo CEINPET, Cuba, 53 Pp.
- Bant, k., (1958). Geología de la zona de Jatibonico. Manuscrito Archivo del ICRM, Cuba, 6p.
- Berggreen, W. A., Kent, D., Vancoovering, J., (1974). Neogene geochronology and chronostratigraphy. In: Geochronology and the geologic record Geol. Soc
- Bolli, H., Saunders. J; y Perch-Nielsen (1985) Plankton stratigraphy, Editorial Cambridge University Press, Great Britain, 996 Pp.
- Blow, W. H., (1969). Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proc. I st. Conf. on planktonic microfossils, Gêneve, 199-421, p.
- Capote, G. (1985). Esquema fotogeológico del área tamarindo Cuenca Central, Archivo, Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba, 10p.
- Cobiella-Reguera, J. L., (2000). Internacional Geology review vol. 42, p. 594-616.
- Cobiella-Reguera, J. L., (2001-2002). Apuntes y guía de geología de Cuba. Universidad de P. del Río, Cuba, Curso 2001-2002, 59 p.
- Díaz, M., Cruz. R., (1998). Recuperación mejorada en el Yacimiento Pina, Archivo CEINPET, Cuba 32 p.
- Díaz-Collell, L., (2006) Microestratigrafía (Foraminiferida, Ostracoda e Radiolaria) do Cretáceo Superior (Campaniano-Maastrichtiano) e limite Cretáceo/Paleogeno das bacias sinorogénicas de Cuba, Tesis de Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, Brasil, 2 (2): 201-380..
- Díaz de Villalvilla, I., Dilla. M., (1985). Proposición para una división de la llamada Formación tobas (Provincias de Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus), Serie Geológica del CIG vol (1) 133-149.

- Díaz de Villalvilla, I., (1988). "Caracterización geológica y petrológica de las asociaciones vulcanógenas del arco Insular Cretácico en Cuba Central" Tesis de Doctorado en Ciencias Mineralógicas, Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, CUJAE, Cuba. 95p.
- Dilla A. M; García. L., (1984). Estratigrafía y sedimentogénesis de los depósitos de las cuencas superpuestas de Las Villas, Serie Geológica, C. Habana, Centro de Investigación Geológicas 13-16p.
- Fernández de Castro, M., Slterain. P. (1869-1883). Croquis geológico de la Isla de Cuba Bol. Mapa Geológico, España, Madrid, 8p.
- Fernández, G., Blanco, S., (1984). Consideraciones acerca de las biozonas de formaminíferos plantónicos y su relación con algunas Formaciones del Paleógeno en Cuba Occidental, Serie Geológica, N° 4, La Habana, Cuba. 95-105p.
- Frerichs, W. (1982): Foraminifera. Notes for a short course. Rev. Studies in Geology. University of Tennessee, USA, (6), 148-162, p.
- Furrazola-Bermúdez, G., C. Judoley (1964) Geología de Cuba; Editorial Universitaria, La Habana, 239p.
- Iturralde-Vinent, M.A. (1994) Cuban Geology a New plate tectonic Synthesis Journal Petro. Geol. U.R. England, V 17, 39-70p.
- Iturralde-Vinent, M.A., (1996) Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba, Project 364 Caribbean Ophiolites and Volcanic Arcs, Special Contribution N° 1, PIGCP, UNESCO, Miami, USA, 253p.
- Iturralde-Vinent, M. A., Torre, A. (1990). Posición estratigráfica de los rudistas de Camagüey, Cuban transactions, Geology Society 12th Caribbean Geological Conference, 59-67
- Ikoutsoukos, E., (1999). Distribution patterns of morphotypes and pelagic niches of planktonic foraminifers in the cretaceous of NE Brazil, en: Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1º Simposio sobre el Cretácico de América del Sur. Editorial UNESP, Brasil, pp: 675-680.
- Kusnetsov, V I., V. Basov. I. (1975). Elaboración de materiales de pozos paramétricos, de búsqueda y exploración. División y correlación de los cortes

- de pozos de la república de Cuba ,Centro de Investigaciones Geológicas, FGN. MINBAS, La Habana,280p.
- Lazarev, P., Lobachov, V., Paz. S., Florido. P., Amador, E., (1972). Breve nota explicativa para el esquema tectónico de las provincias La Habana, Matanzas, Las Villas, Camagüey y la parte norte de la provincia de oriente, Fondo geológico Nacional, La Habana,Cuba,15p.
- Lebron,M.C., Perfil. R. (1993) Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island arc. The Journal of geology, 103, 389-396p.
- Leckie, M. (1987): Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic Foraminifera: A comparison of open ocean and Epicontinental Sea assemblages. Rev. Micropaleontology, 33(2),USA 164-176.
- Linares, E. González. R. Zuazo. A., García. D., Gil.S. (1982). Variante orientativa de Las Villas, Cuenca Central, tema 0101, IGP, La Habana, 23p.
- Milián, E., Flores, E., Brey. D., Blanco. S., Fernández. G., Otero. R; Barceló G., Perera. C., Rodríguez. M. (1987) Caracterización de la facies, colectores y sellos y su distribución areal para los depósitos Cretácico-Paleógeno de la Cuenca Central de Cuba, Archivo de CEINPET, p.215.
- Molina E., (2002): Micropaleontología, Editorial Prensas Universitarias de Zaragoza, España, 634 p.
- Nur, A., Ben-Avraham M., (1983). Volcanic gaps due to oblique consumption of aseismic ridges tectophysics 99, 355-62
- Perera, C., Blanco. S., (1996). Estratigrafía del yacimiento Pina de Cuenca Central, primer Simposio del CEINPET, c. Habana, Cuba. 10 p
- Premoli-Silva, I., R. Rettori y D. Verga (2003): Practical Manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera, 2^{do} Course: Paleocene and Eocene. Verga & Rettori eds. Universities of Perugia and Milan, Tipografía Pontefelcino, Perugia, Italy, 152 pp.
- Premoli-Silva, I. y M. Petrizzo (2006): Practical Manual of Eocene Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 5^{to} Course:

- Eoceno Planktonic Foraminifera: an Update of Taxonomy, Biostratigraphy and Phylogenetic Relationships in press. Verga & Rettori eds. Universities of Perugia and Milan, Perugia, Italy, 488 pp.
- Roitman, Y., Larkin. L., (1973). Análisis de los resultados de los estudios geológico-geofísico con el fin de definir la orientación de búsqueda y exploración en Cuenca central, archivo Instituto de Geología y Paleontología, C. Habana, p.120.
- Roja, R., Shelton. P. W., Iturralde-Vinent. (1992). Cuban rudist fauna revisited. Resúmenes 13 Conferencia Geológica del Caribe, Cuba, August, 5p.
- Shein, V. S., Ivanov. S., Kleshev. K., Marrero. M., Socorro. R., Bankowsky. S., (1975) Tema-4, Tectónica de Cuba y su plataforma insular con relación a la evaluación de las perspectivas de petróleo y gas Archivo, CEINPET, La Habana, Cuba 245p.
- Shein, V.S., Kleshev. S., Kuznetsov, V., Arzhesky G, (1980). Tema II, Constitución Geológica de Cuba y sus mares adyacentes. Archivo CEINPET, La Habana, 280p.
- Simon Petroleum Technology y CUPET (1993): Biostratigraphic of Cuba en informe The Geology and Hydrocarbon Potential of the Republic of Cuba. CEINPET, Cuba, 130p.
- Talavera, F., Echevarría. B., Tchoonev.D., Yanev.S., Tzankov. T., (1984) Características generales del vulcanismo en la región Ciego de Ávila-Camagüey-Las Tunas, Ciencia de la Tierra y del Espacio, vol. 11, 15-26p.
- Tenreiro, R., Alvarez, J.A., Segura, R; Perera, C., Rodríguez, M., Valladares, S. (1997) Evolución de los arcos volcánicos cubanos, Archivo CEINPET, Cuba, p 68.
- Thiaden, A. A., (1937) Geology of the southern part of province of Santa Clara; Geography Geology, Meded, Phys, Geol. Reeks. Republic of Cuba, (12) p (1-69
- Wassal, H., (1956) Contour maps of possible thickness of tertiary basins, Centro Nacional Fondo geológico, MINBAS La Habana, 8p.

Figuras y Tablas

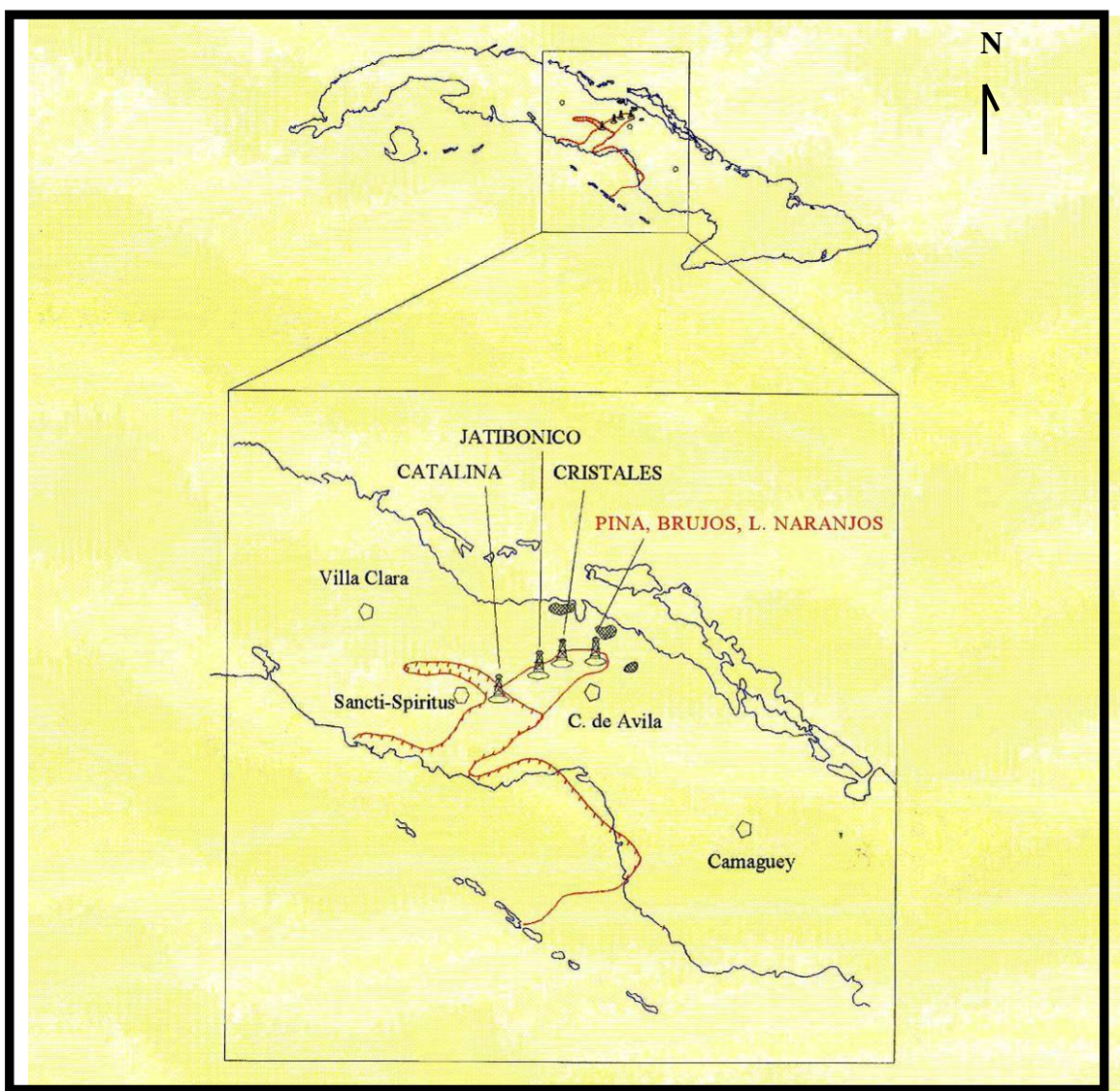


Fig. 1.1: Mapa de ubicación del área Pina, Brujos y Los Naranjos.

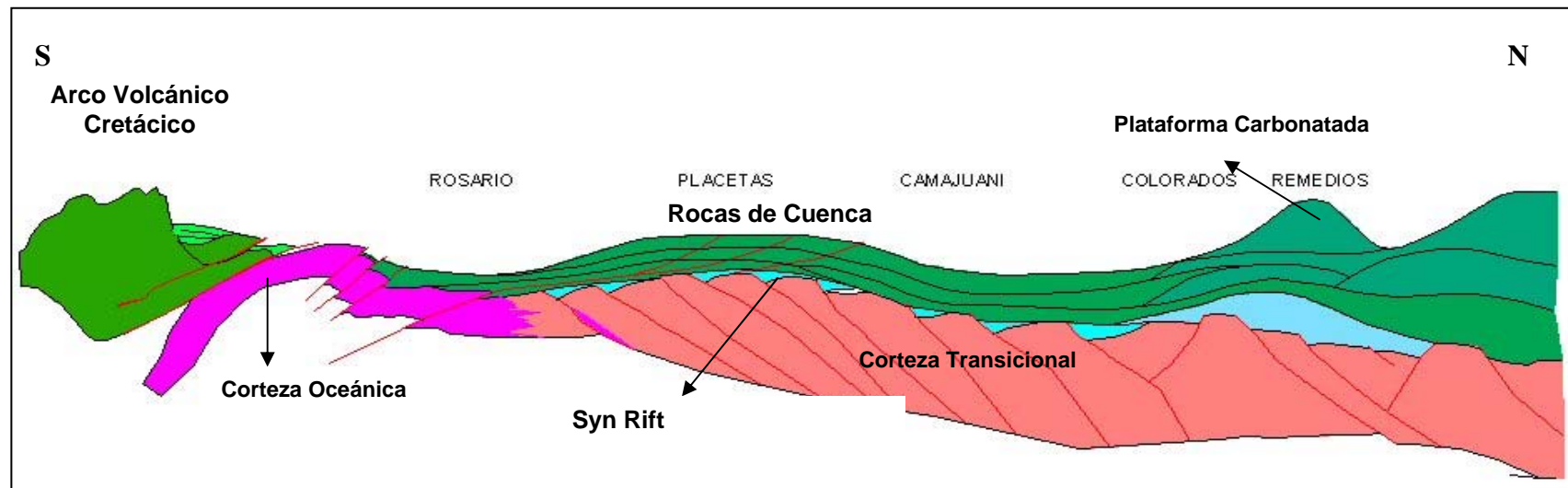


Fig. 1.2: Esquema que muestra la relación espacial del arco volcánico del Cretácico y el margen continental norteamericano en el momento de la colisión (Valladares, 2005).

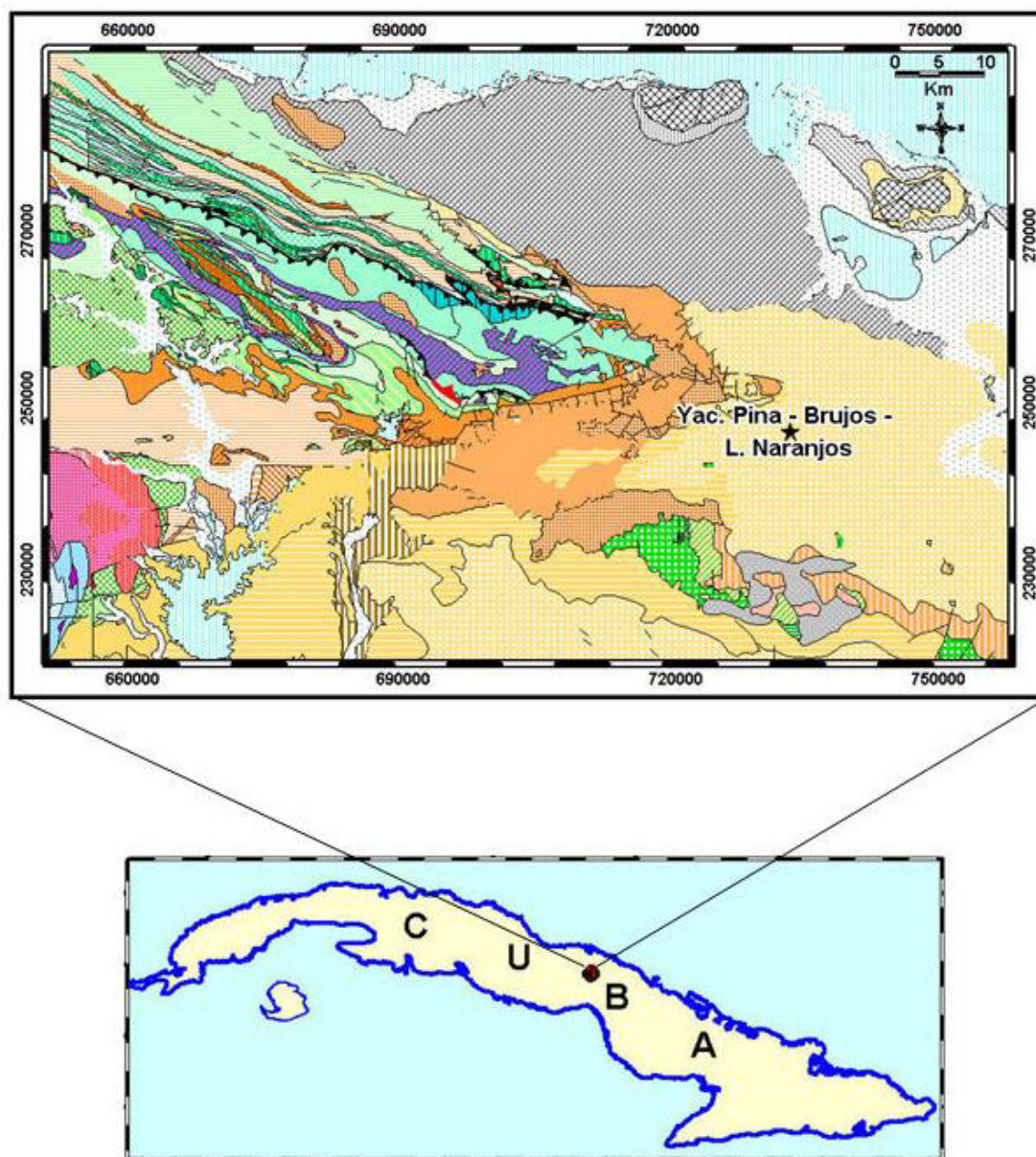


Fig. 1.3: Mapa geológico de superficie de los yacimientos Pina, Brujo y Los Naranjos. Escala original 1: 250000

LEYENDA GEOLÓGICA	
	jm -Fm. JAIMANITAS: Depósitos marinos. Calizas organodendríticas y organógenas, calcarenitas de color gris pardo, debilmente consolidadas
	pQ4
	gi -Fm. GUINES: Calizas biógenas, detríticas dolomitizadas.
	pta -Fm. PUNTA ALEGRE
	cam -Fm. CAMACHO: Depósitos marinos. Arcillas y arenas arcillosas de color gris verdoso, gris oscuro y pardo, a veces con gravas y guijarros pequeños.
	zr -Fm. ZURRAPANDILLA: Diabasas, basaltos, silicitas, tobas.
	Sobrecorrimientos y nappes reales.
	fr -Fm. FERRER: Conglomerados, areniscas, arcillas, calizas, gravelitas, aleurolitas
	ap -Fm. ARROYO PALMAS: Margas calizas biógenas arcillosas, calizas arenosas.
	ecQ1-
	vs -Fm. VERTIENTES: Margas, areniscas, calizas, radiolaritas.
	co -Fm. CAOILLA: Vulcanitas medio-ácidas a ácidas, tobas, tufitas.
	fl -Fm. FLORIDA: Calcidurita, calizas, margas.
	du -Fm. DURAN: Areniscas, conglomerados, vulcanomicticos, aleurolitas.
	jim -Fm. JIMAGUAYU: calizas biógenas, margas, calciruditas, areniscas.
	alQ4
	vi -Fm. VILLA ROJA: Arcillas, arenas arcillosas, y arenas con gravas guijarros y a veces cantos rodados. De color rojo.
	ju -Fm. JUCILLO: Brechas.
	m -Fm. MATA: Calizas (biomicritas, calcarenitas) silicitas y brecha-conglomerados.
	Gabros
	Serpentinitas, harzburguitas, lherzolitas, wherlitas, dunitas serpentinizadas.
	tgs -Fm. TAGUASCO: Brechas - conglomerados, conglomerados, areniscas, aleurolitas.
	cl -Fm. CARLOTA: Tobas, margas, arcillas, vulcanitas medias básicas y calizas arrecifales
	la -Fm. LAGUNITAS Conglomerados, areniscas, aleurolitas, arcillas.
	vg -Fm. VEGA (BRECHA SAGUA): Brechas, conglomerados, calizas, areniscas, aleurolitas, margas, arcillas.
	th - Fm. TROCHA (Fm. MENESES + Fm. COLORADO): Calizas estratificadas, biomicritas, calcarenitas, a veces dolomitizadas
	re -Gp. REMEDIOS: (K1-2 al-m) Calizas biógenas, biomicritas, calciruditas.
	Cuarцитas secundarias
	Cuerpos Pórfidos Plagiogranítico
	va -Fm. VEGA ALTA: Complejo caótico con bloques de calizas, serpentinas y vulcanitas en matriz arcillosa
	vz -Fm. VELOZ (+FIDENCIA) [J3-K1a]: Calizas estratificadas, biomicritas, calcilutitas, calcarenitas, intercalaciones de argilitas y silicitas.
	pv -Fm. PROVINCIAL (Mb. PROVINCIAL, GUAOS, DIEGO, GOMEZ): Calizas, tufitas, tobas, lavas básicas, silicitas y margas.
	mb -COMPLEJO MABUJINA (Pz?): Anfibolitas, gabro-anfibolitas, esquistos, feldespato-epidoto-anfibolíticos, gneises, migmatitas, pórfidos dioríticos metamorizados.
	mtg -Fm. MATAGUA: Parte inferior de la Fm. VILLA CLARA y la Fm. CABAIGUAN: Tobas, lavas básicas medias, calizas y rocas clásticas, basaltos, andesito-basaltos, lava brechas, tobas dacíticas y andesíticas, tufitas y calizas.
	alQ2-3
	bl -Fm. BLANCO: Margas, Calizas.
	vi - Fm. VIGIA: Margas, areniscas, conglomerados, brechas.
	Diques Pórfidos
	br - Fm. BRUJA (Mb. BRUJA, ABREUS, AGABAMA): Andesitas, margas, tobas.
	Rocas ultrabásicas
	yy -Fm. YAYABO (pMz?-Mz): Anfibolitas granatíferas con plagioclasa ácida, mica blanca y clinozoisita, metasilicita granatífera, eclogitas anfibolitizadas.
	nj -Fm. NARANJO: Rocas metaterígenas, esquistos cuarcíticos hasta cuarcitas, esquistos cuarzo-cloríticos, mármoles, esquistos cloríticos.
	lg -Fm. LOMA LA GLORIA (Mz?): Esquistos cuarzo-moscovíticos con capas aisladas de mármol, esquistos granato-glaucofánicos, metasilicitas, anfibolitas y eclogitas.
	sj GRUPO SAN JUAN: Mármoles grises azulosos oscuros a negros, esquistos carbonatados y graníticos, esquistos cloríticos, anfibolíticos.
	Complejo Diques Paralelos
	Diques Pórfidos
	Gabroide

Leyenda del mapa geológico. Escala original 1:250000

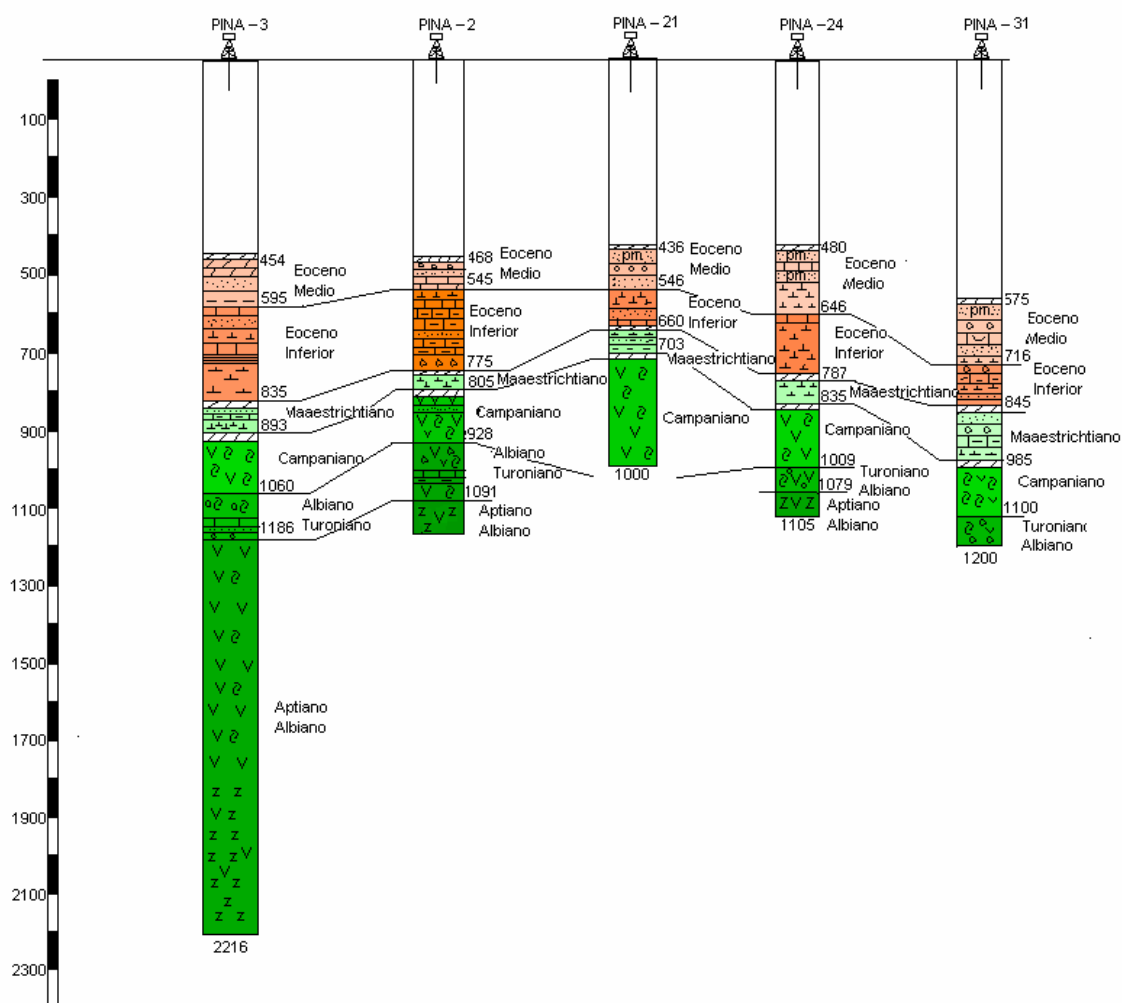


Fig. 1.4: Esquema de correlación de las rocas efusivas del arco volcánico de los pozos Pina (ver Fig. 1.5 perfil II – II'), donde se puede observar su espesor

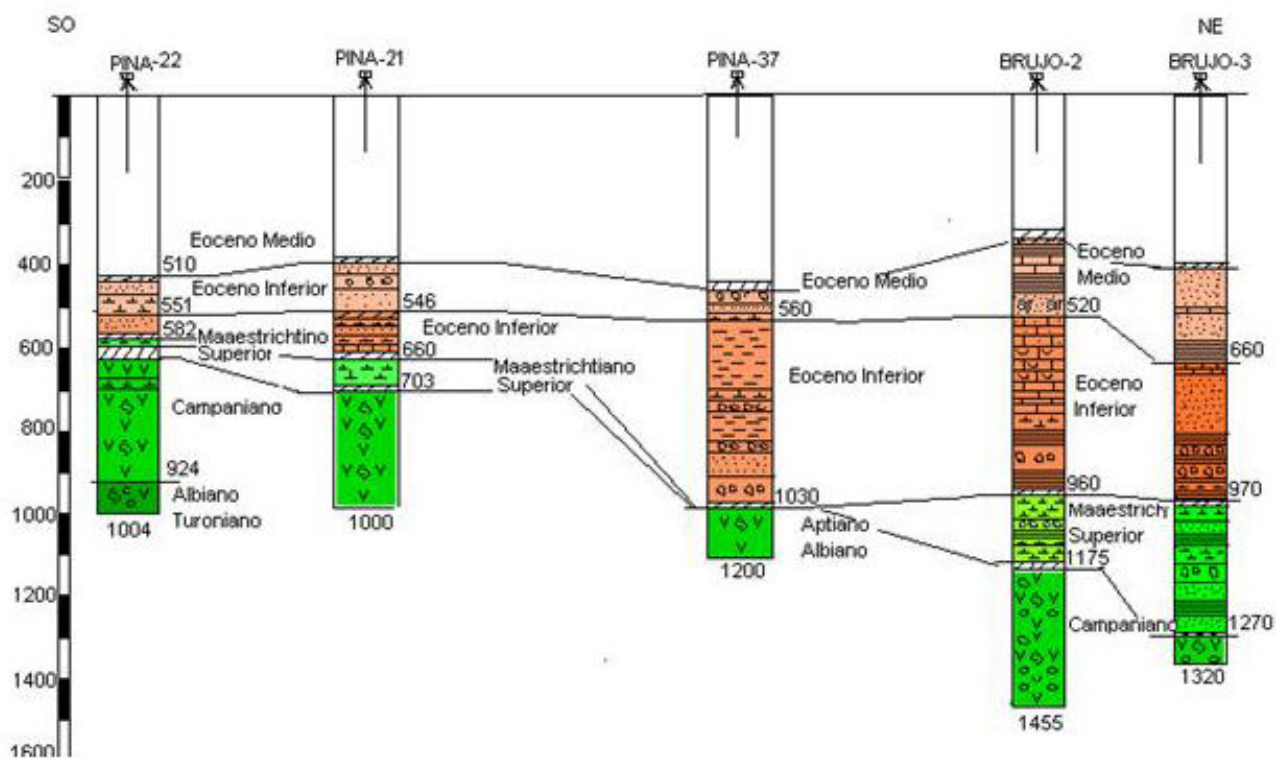


Fig. 1.6: Esquema de correlación de las rocas del arco volcánico y de los sedimentos sinorogénicos para los pozos Pina – Brujo (ver fig. 1.5 perfil I-I').

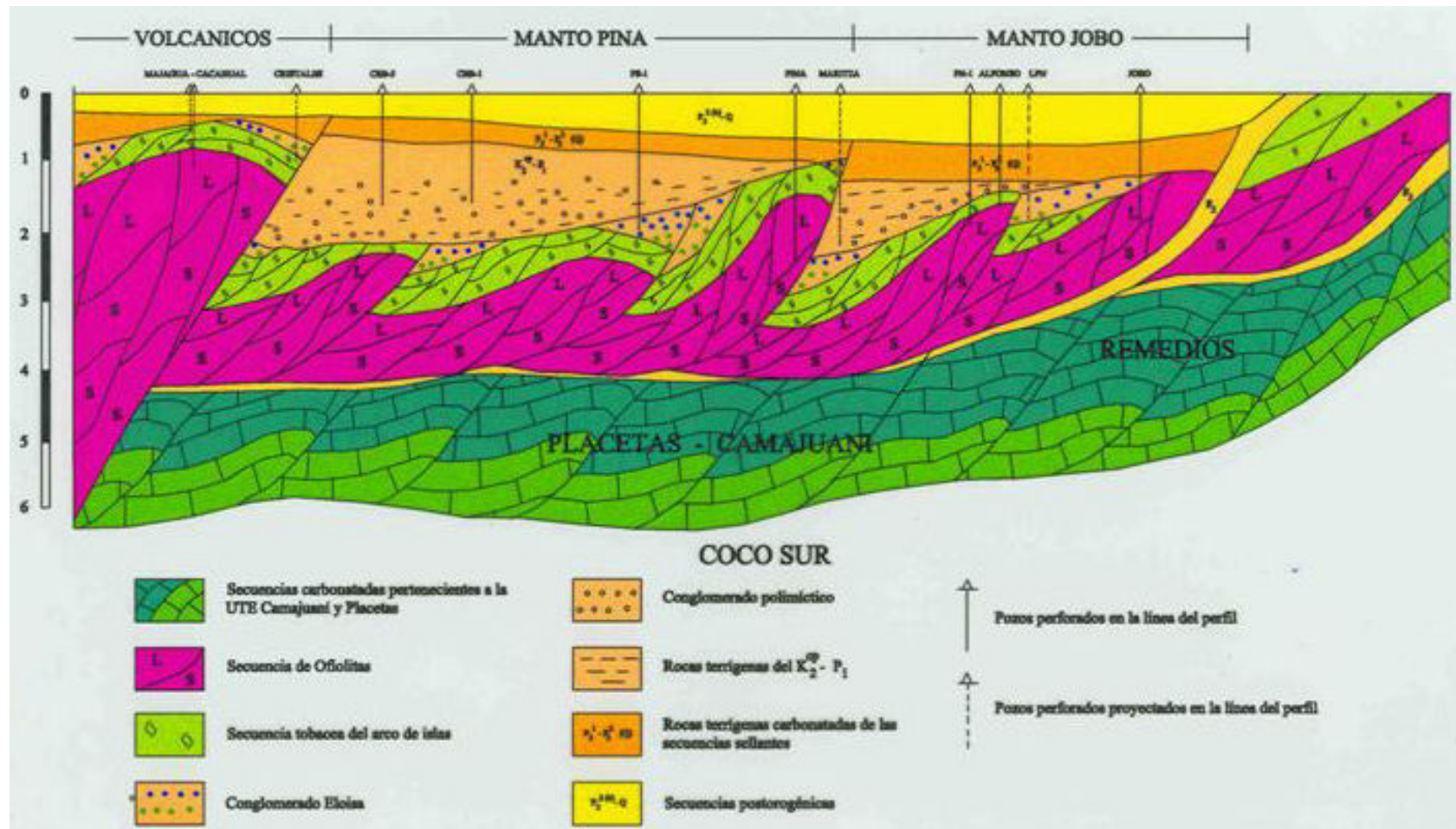


Fig. 1.7: Modelo geológico del noreste de Cuenca Central (Otero en: Alvarez *et al.*, 1994)

Tabla 2.1: Topes y Bases de los pozos del yacimiento Pina

No	Pozos	POSOROGENICO		O R O G E N I C O			SECUENCIAS VULCANOGENAS					
		Tope	Base	Tope P_2^2	Tope P_2^1	Tope K_2^m	TOBAS-K ₁ ^{al} -K ₂ ^{op}			Tope-Base Calizas K ₁ ^{al} -K ₂ ^c	Tope Efusivo K ₁ ^{a-al}	PF
		Q- P_2^3					Tope Toba	Tope Fina K ₂ ^{op}	Tope Gruesa K ₁ ^{al} ^{op} -K ₂ ^t			
1	P-2	0	468	468	545	775	805	805	928	936-1022	1091	1175
2	P-3	0	454	454	595	835	893	893	1060	1060-1110	1186	2216
3	P-21	0	436	436	546	660	703	703				1000
4	P-22	0	442	442	510	551	582	582	924			1004
5	P-23	0	425	425	560	790	934		934			1099
6	P-24	0	480	480	646	787	835	835	1009		1079	1105
7	P-25	0	434	434	570	810	955	955	1121		1192	1203
8	P-26	0	447	447	565	590	625	625				1060
9	P-27	0	468	468	575	677	778	778				973
10	P-28	0	456	456	555	975	990	990	1054		1254	1645
11	P-30	0	515	515	675	920	993	993	1098			1200
12	P-31	0	575	575	716	845	985	985	1100			1200
13	P-32	0	500	500	622	740	798	798	910		1026	1155
14	P-33	0	460	460	546	785	900	900				979
15	P-34	0	434	434	568	926	972	972	1062			1201
16	P-35	0	452	452	566	720	768	768				1087
17	P-37	0	480	480	560		1030		1030		1127	1200
18	P-38	0	439	439	550	907	1170	1170	1194			1199
19	P-40	0	488	488	562	675	726	726	986		1025	1200
20	P-41	0	440	440	580	640	736	736				1050
21	P-42	0	414	414	503	748	823	823				1016
22	P-47	0	446	446	588	782	882	882	919		1084	1200
23	P-48	0	526	526	679	890	933	933				1200
24	P-49	0	428	428	560	640	681	681	932		1083	1197
								1010	1045			
25	P-50	0	466	466	608	672	719	719	813		960	1080

No	Pozos	POSOROGENICO		O R O G E N I C O			SECUENCIAS VULCANOGENAS					
		Tope	Base	Tope P_2^2	Tope P_2^1	Tope K_2^m	TOBAS-K ₁ ^{al} -K ₂ ^{op}			Tope-Base Calizas K ₁ ^{al} -K ₂ ^c	Tope Efusivo K ₁ ^{a-al}	PF
		Q- P_2^3					Tope Toba	Tope Fina K ₂ ^{op}	Tope Gruesa K ₁ ^{al} ^{op} -K ₂ ^t			
26	P-51	0	515	515	878	910	967	967				1252
27	P-53	0	462	462	582	677	696	696	1050			1065
28	P-54	0	486	486	645	928	984	984	1147		1164	1200
29	P-55	0	528	528	647	962	978	978				1155
30	P-60	0	511	511	580		1036		1036			1198
31	P-61	0	440	440	540	1060	1215	1215	1285			1298
32	P-67	0	508	508	616	802	846	846	1052		1184	1200
33	P-69	0	545	545	653		1050		1050			1300
34	P-100	0	428	428	516	628	660	660	849		1110	1136
35	P101	0	435	435	540	600	642	642				855
36	P-102	0	457	457	540	680	788	788				950
37	P-103	0	419	419	535	715	740	740	1080			1200
38	P-104	0	460	460	549	625	694	694	926			950
39	P-105	0	440	440	595	698	716	716				950
40	P-107	0	480	480	568	684	770	770				950
41	P-108	0	420	420	550	600	635	635				864
42	P-109	0	435	435	482	666	682	682				1130
43	P-110	0	458	458	510	658	682	682				900
44	P-111	0	426	426	490	759	790	790				886
45	P-113	0	433	433	673	746	764	764	952			1135
46	P-115-	0	460	460	577	661	689	689	1055			1130
47	P-116	0	430	430	570	687	710	710	1005		1100	1135
48	P-117	0	446	446	543	667	682	682	1040			1136
49	P-118	0	454	454	547	766	812	812	990		1110	1130
50	P-119	0	468	468	614	858	888	888	1035		1138	1177
51	P-120	0	427	427	583	689	710	710	945		1076	1130
52	P-121	0	449	449	576	716	734	734	917			1135

No	Pozos	POSOROGENICO		O R O G E N I C O			SECUENCIAS VULCANOGENAS					
		Tope	Base	Tope P ₂ ²	Tope P ₂ ¹	Tope K ₂ ^m	T O B A S -K ₁ ^{al} -K ₂ ^{cp}			Tope-Base Calizas K ₁ ^{al} -K ₂ ^c	Tope Efusivo K ₁ ^{a-al}	PF
		Q- P ₂ ³					Tope Toba	Tope Fina K ₂ ^{cp}	Tope Gruesa K ₁ ^{al} ^{mp} -K ₂ ^t			
53	P-122	0	500	500	600	800	836	836	916 1030		1014	1130
54	P123-	0	474	474	603	887	909	909	981		1107	1130
55	P-124	0	476	476	620	850	885	885	934		1104	1129
56	P-125	0	452	452	581	646	660	660	1070		1281	1350
57	P-127	0	485	485	645	855	882	882	940			1130
58	P-129	0	385	385	553	860	920	920	990			1170
59	P-130	0	437	437	577	787	817	817	1059		1122	1170
60	P-131	0	500	500	580	848	886	886	1028		1152	1185
61	P-132	0	484	484	560	880	918	918	1050			1300
62	P-133	0	426	426	555	736	774	774	985			1027
63	P-138	0	460	460	704	800	826	826	1063			1130
64	P-139	0	467	467	645	900	948	948	1105		1436	1470
65	P-140	0	446	446	658	802	820	820	1164		1405	1450
66	P-141	0	565	565	620	840	858	858	1157			1400
67	P-142	0	453	453	524	712	757	757				900
68	P-143	0	412	412	540	940	1027	1027	1124			1205
69	P-145	0	496	496	600		1092		1092			1400
70	P-146	0	491	491	576		1121		1121	calizas		1327
71	P-151	0	515	515	595		1105		1105			1200
72	P-152	0	-	-	605		1080		1080			1255
73	P-153	0	632	632	699	819	884	884	1105		1254	1301
74	P154-	0	452	452	552	758	805	805	970			1195

Tabla 2.2: Topes y Bases de pozos Brujo

Pozos	Orogénico				Secuencias vulcanógenas	
	Eoceno		Maastrichtiano		Campaniano	
	Tope	Base	Tope	Base	Tope	Base
Brujo 1	340	1004	1004	1255	-	-
Brujo 2	350	960	960	1175	1175	1455
Brujo 3	377	970	970	1270	-	-
Brujo 4	520	1120	1120	1215	1215	1360
Brujo 6	500	960	960	1250	-	-
Brujo 7	345	1110	1110	1230	-	-

Tabla 2.3: Principales pozos del yacimiento Pina que fueron estudiados por datos de núcleos y muestras de canal					
Pozos	Edad	Profundidad	Muestras de Canal	Núcleos	Sección Delgadas
Pina-2	Eoceno medio	468-545	3	11	54
	Eoceno inferior	545-775	11		
	Maastrichtiano	775-805	2		
	Campaniano	805-928	5		
	Albiano-Turoniano	928-1091	6		
	Aptiano-Albiano	1091-1175	7		
Pina-3	Eoceno medio	454-595	6	17	56
	Eoceno inferior	595-835	9		
	Maastrichtiano	835-893	6		
	Campaniano	893-1060	7		
	Albiano-Turoniano	1060-1186	8		
	Aptiano-Albiano	1186-2216	2		
Pina-21	Eoceno medio	436-546	4	5	28
	Eoceno inferior	546-660	4		
	Maastrichtiano	660-703	2		
	Campaniano	703-1000	24		
Pina-22	Eoceno-medio	442-510	3	5	29
	Eoceno-Inferior	510-551	6		
	Maastrichtiano	551-582	5		
	Campaniano	582-924	6		
	Albiano-Turoniano	924-1004	3		
Pina-24	Eoceno medio	480-646	3	5	31
	Eoceno inferior	646-787	5		
	Maastrichtiano	787-835	3		
	Campaniano	835-1009	7		
	Albiano-Turoniano	1009-1079	3		
	Aptiano-Albiano	1079-1105	2		
Pina-25	Eoceno medio	434-570	5	4	16
	Eoceno inferior	570-810	2		
	Maastrichtiano	810-955	5		
	Campaniano	955-1121	7		

	Albiano-Huroniano	1121-1192	3		
Pozos	Edad	Profundidad	Muestras de Canal	Núcleos	Sección Delgadas
Pina-25	Aptiano-Albiano	1192-1203	4	2	10
Pina-26	Eoceno-Medio	447-565	5	12	62
	Eoceno inferior	465-590	2		
	Maastrichtiano	590-625	2		
	Campaniano	625-1060	19		
Pina-28	Eoceno medio	456-555	4	14	54
	Eoceno inferior	555-975	6		
	Maastrichtiano	975-990	4		
	Campaniano	990-1054	2		
	Albiano Turoniano	1054-1254	6		
	Aptiano-Albiano	1254-1654	8		
Pina-30	Eoceno medio	515-675	6	7	31
	Eoceno inferior	675-920	2		
	Maastrichtiano	920-993	3		
	Campaniano	993-1098	4		
	Albiano Turoniano	1098-1200	4		
Pina-31	Eoceno medio	575-716	2	6	27
	Eoceno inferior	716-845	5		
	Maastrichtiano	845-985	6		
	Albiano-Turoniano	985-1100	4		
	Aptiano-Albiano	1100-	4		
Pina-32	Eoceno medio	500-622	5	7	53
	Eoceno inferior	622-740	5		
	Maastrichtiano	740-798	2		
	Campaniano	798-910	4		
	Albiano-Turoniano	910-1026	4		
	Aptiano-Albiano	1026-1155	6		
Pina-33	Eoceno medio	460-546	3		
	Eoceno inferior	546-785	5		

	Maastrichtiano	785-900	5		
	Campaniano	900-979	3	3	17
Pozos	Edad	Profundidad	Muestras de canal	Núcleos	Sección Delgadas
Pina-34	Eoceno medio	434-568	2		
	Eoceno inferior	568-926	16		
	Maastrichtiano	926-972	6		
	Campaniano	971-1062	3	5	19
	Albiano-Turoniano	1062-1201	6		
Pina-35	Eoceno medio	452-566	4		
	Eoceno inferior	566-720	3		
	Maastrichtiano	720-768	3		
	Campaniano	768-1087	13	5	32
Pina-37	Eoceno medio	480-560	4	5	33
	Eoceno inferior	560-1030	19		
	Albiano-Turoniano	1030-1127	8		
	Aptiano-Albiano	1127-1200	3		
Pina-38	Eoceno medio	439-550	6	2	5
	Eoceno inferior	550-907	11		
	Maastrichtiano	907-1170	10		
	Albiano-Turoniano	1170-1194	2		
	Aptiano-Albiano	1194-1199	1		
Pina-40	Eoceno medio	488-562	4	14	57
	Eoceno inferior	562-675	5		
	Maastrichtiano	675-726	2		
	Campaniano	726-986	6		
	Albiano-Turoniano	986-1025	2		
	Aptiano-Albiano	1025-1200	3		
Pina-41	Eoceno medio	440-580	6		
	Eoceno inferior	580-640	3		

	Maastrichtiano	640-736	3		
	Campaniano	736-1050	13	5	22
Pina-42	Eoceno medio	414-503	3		
	Eoceno inferior	503-748	5		
	Maastrichtiano	748-823	4	10	51
	Campaniano-	823-1016	4		
Pozos	Edad	Profundidad	Muestras de canal	Núcleos	Sección delgadas
Pina-47	Eoceno medio	414-503	4	No	No
	Eoceno inferior	503-748	5		
	Maastrichtiano	748-823	3		
	Campaniano	823-1016	4		
Pina-48	Eoceno medio	526-679	6	8	46
	Eoceni inferior	679-890	7		
	Maastrichtiano	890-933	2		
	Campaniano	933-1200	7		
Pina-49	Eoceno medio	428-560	5	10	36
	Eoceno inferior	560-640	5		
	Maastrichtiano	640-681	6		
	Campaniano	681-932			
	Albiano-Turoniano	932-1083	6		
	Aptiano-Albiano	1083-1197	9		
Pina-50	Eoceno medio	466-608	7	7	32
	Eoceno inferior	608-672	3		
	Maastrichtiano	672-719	2		
	Campaniano	719-813	4		
	Albino-turoniano	813-960	5		
	Aptiano-Albiano	960-1080	5		
Pina-51	Eoceno medio	515-878	14	6	12
	Eoceno inferior	878-910	2		
	Maastrichtiano	910-967	6		
	Campaniano	967-1252	12		
	Eoceno medio	462-582	4		
	Eoceno inferior	582-677	4		
	Maastrichtiano	677-696	5		

Pina-53	Campaniano	696-1050	15	4	17
	Albiano-Turoniano	1050-1065	2		
Pina-54	Eoceno medio	486-645	7	9	34
	Eoceno inferior	645-928	11		
	Maastrichtiano	928-984	2		
	Campaniano	984-1147	7		
	Albiano-Turoniano	1147-1164	2		
	Albiano-Turo.	1165-1200	2		
Pozos	Edad	Profundidad	Muestras de canal	Núcleos	Sección delgadas
Pina-55	Eoceno medio	528-647	5	5	19
	Eoceno inferior	647-962	4		
	Maastrichtiano	662-978	5		
	Campaniano	978-1155	7		
Pina-60	Eoceno medio	511-580	2	5	30
	Eoceno inferior	580-1036-	18		
	Campaniano	1036-1198	7		
Pina-61	Eoceno medio	440-540	4	10	42
	Eoceno inferior	540-1060	20		
	Maastrichtiano	1060-1215	6		
	Campaniano	1215-1285	3		
	Albiano-Turoniano	1285-1298	5		
Pina 67	Eoceno medio	508-616	4	5	22
	Eoceno inferior	616-802	7		
	Maastrichtiano	802-846	2		
	Campaniano	846-1052	6		
	Albiano-Turoniano	1052-1184	9		
	Aptiano-Albiano	1184-1200	2		
Pina-69	Eoceno medio	545-653	4	7	20
	Eoceno inferior	653-1050	13		
	Campaniano	1050-1300	10		

Tabla 2.4: Principales pozos estudiados del Yacimiento Brujo por núcleos y muestras de canal				
Pozos	Edad	Profundidad	Muestras de canal	Sección delgada o Ditches
Brujo-1	Eoceno	340-1004	28	
	Maastrichtiano	1004-1255	10	
Brujo-2	Eoceno	350-960	24	
	Maastrichtiano	960-1175	9	
	Campaniano	1175-1455	11	
Brujo-3	Eoceno	377-970	23	
	Maastrichtiano	970-1270	12	
Brujo-4	Eoceno	520-1120	22	
	Maastrichtiano	1120-1215	4	
	Campaniano	1215-1360	5	
Brujo-6	Eoceno	500-960	6	
	Maastrichtiano	960-1250	12	3 (ditches)
Brujo-7	Eoceno	345-1110	31	
	Maastrichtiano	1110-1230	5	2 (ditches)



Fig. 2.1 Utensilios para la selección de microfósiles y la hornilla eléctrica para la elaboración de los *ditch*e.



Fig. 2.2 Estufa para el calentamiento de la roca.



Fig. 2.3 Disco horizontal para rebajar el fragmento de roca



Fig. 2.4 Cristal y polvo esmeril para rebajar el fragmento de roca durante la elaboración de la sección delgada y *ditches*.

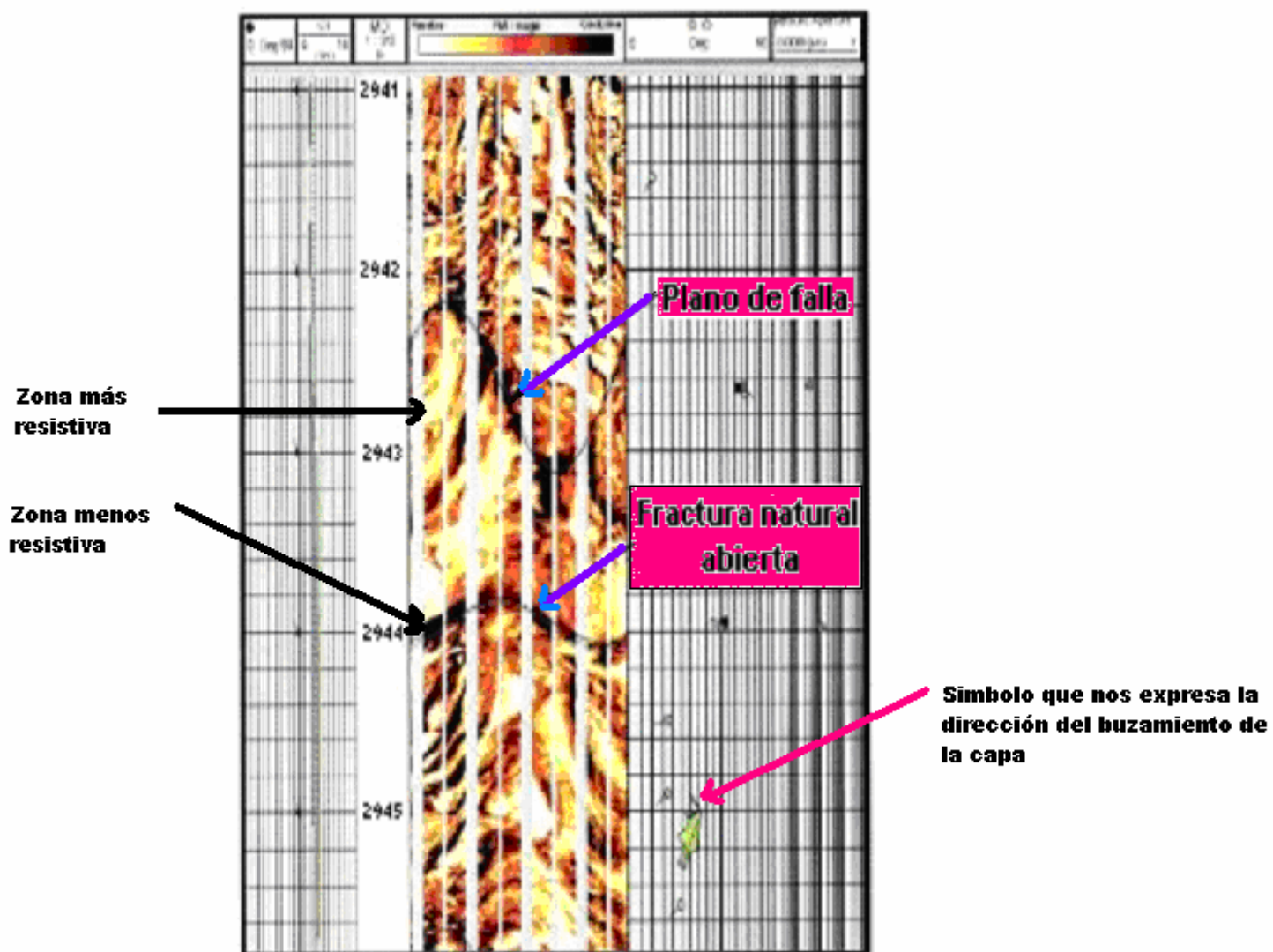


Fig. 2.5 Características del registro FMI utilizados en los pozos.

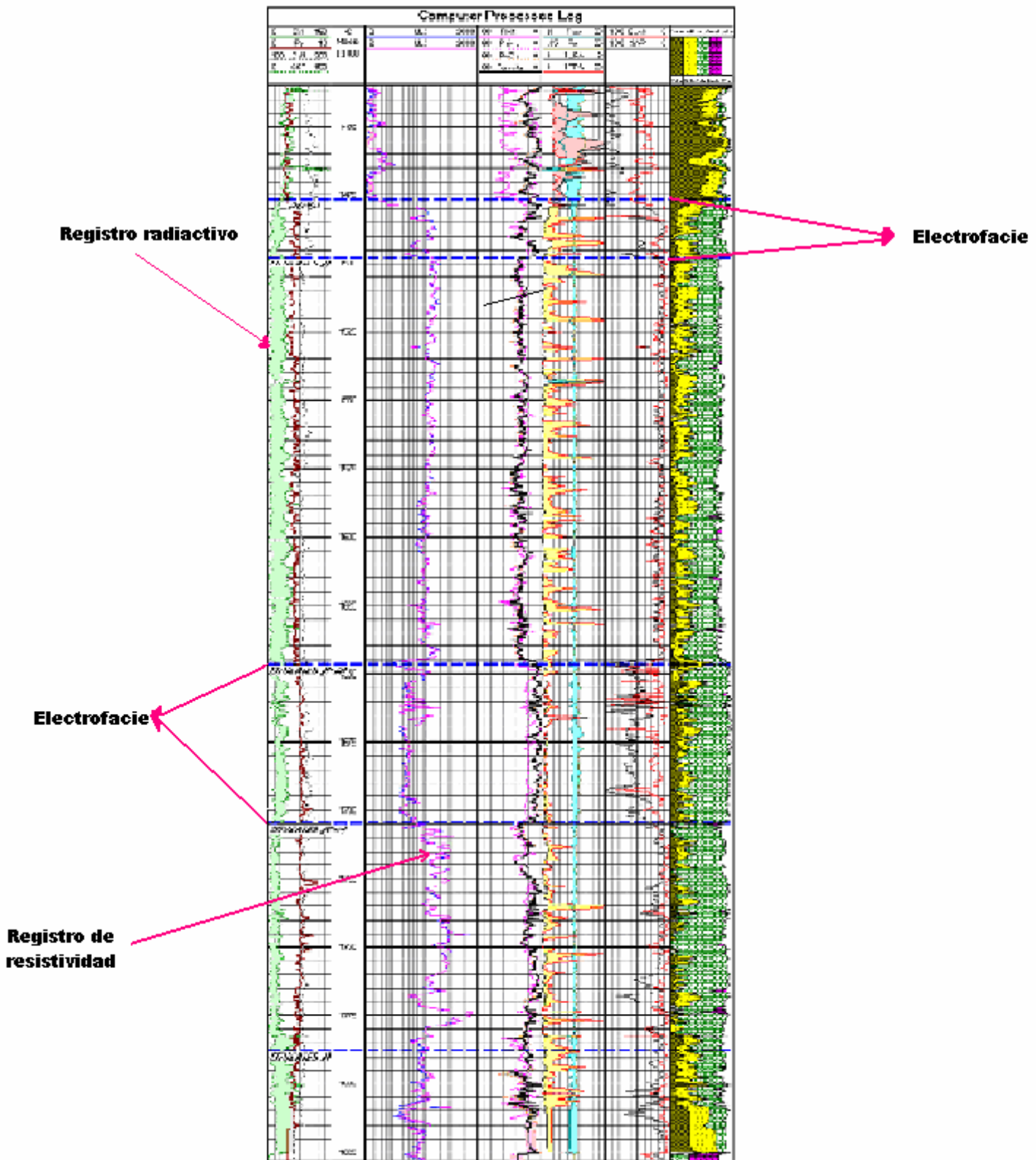


Fig. 2.6 Registros geofísicos utilizados en los pozos, así como la división de las electrofacies.

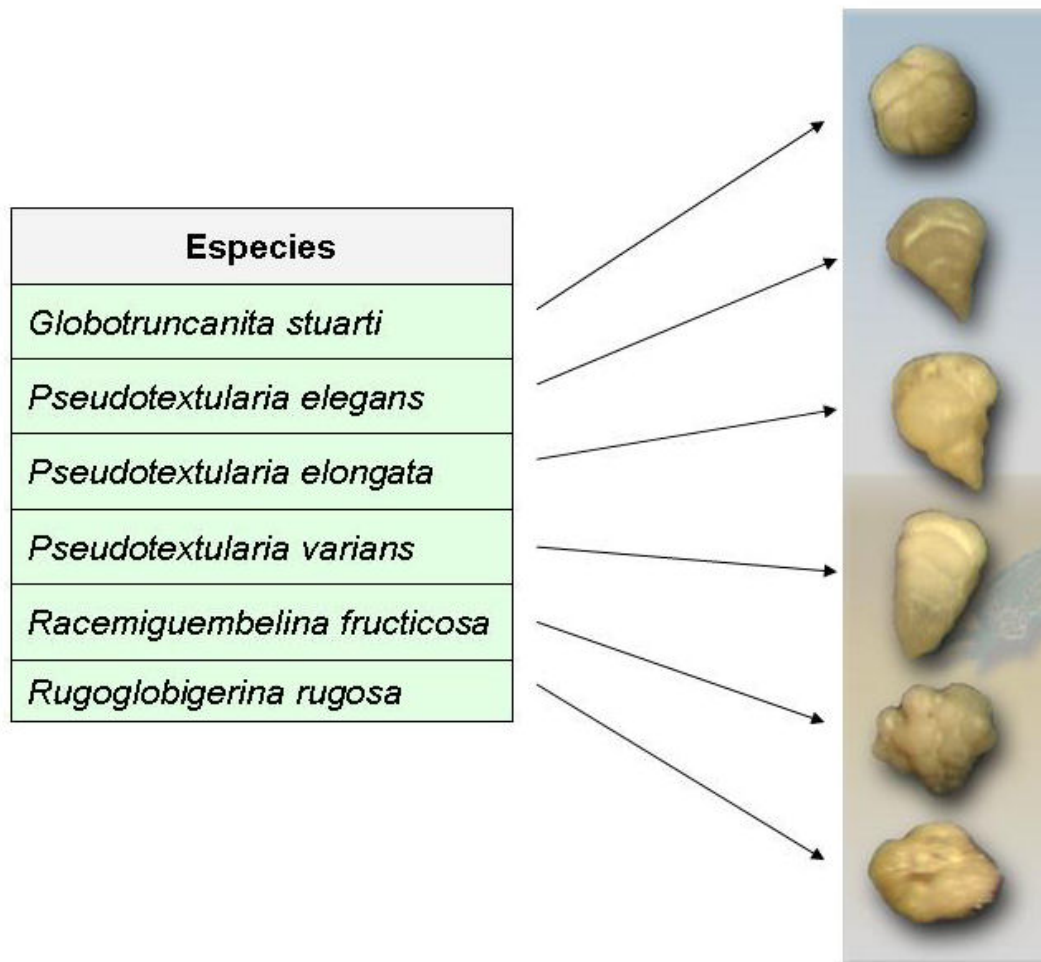


Fig. 3.2: Microfósiles planctónicos de géneros y especies más característicos del Maastrichtiano (PINA)

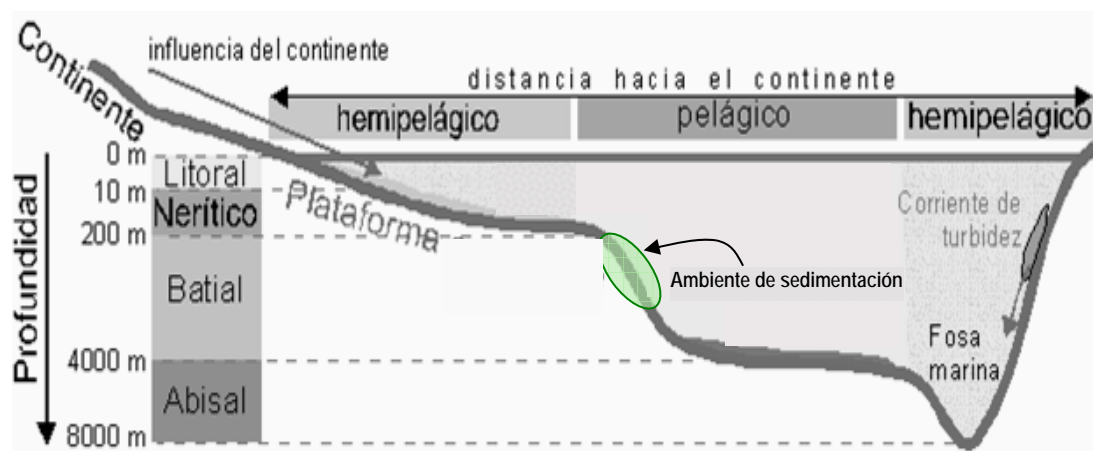


Fig. 3.3: Ambiente de sedimentación de la secuencia sinorogénica del Cretácico Superior Maastrichtiano

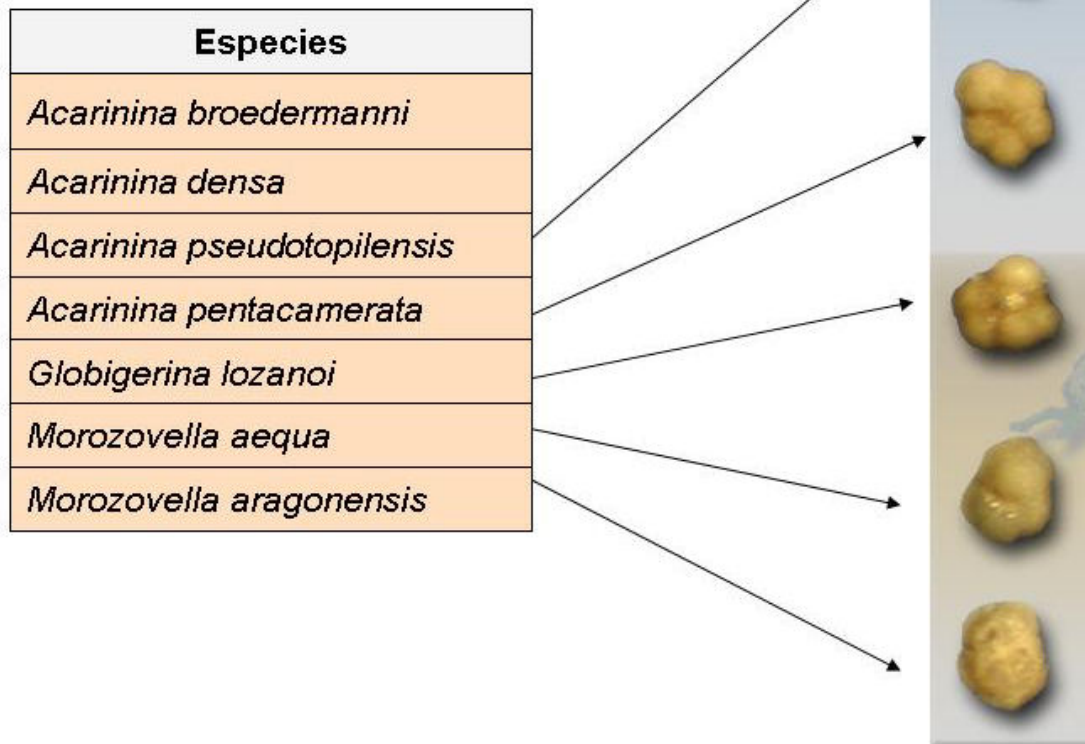


Fig. 3.4: Géneros y especies de Foraminíferos planctónicos característicos del Eoceno en el Yacimiento Pina.

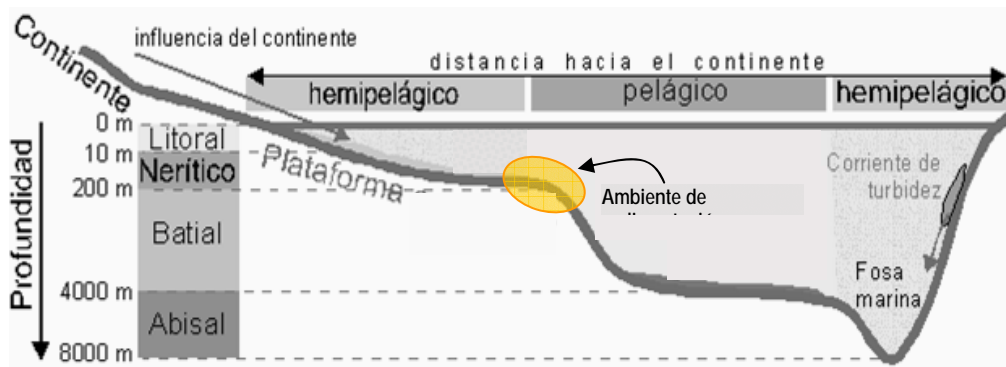


Fig. 3.5: Ambiente de sedimentación de la secuencia sinorogénica del Eoceno Inferior.

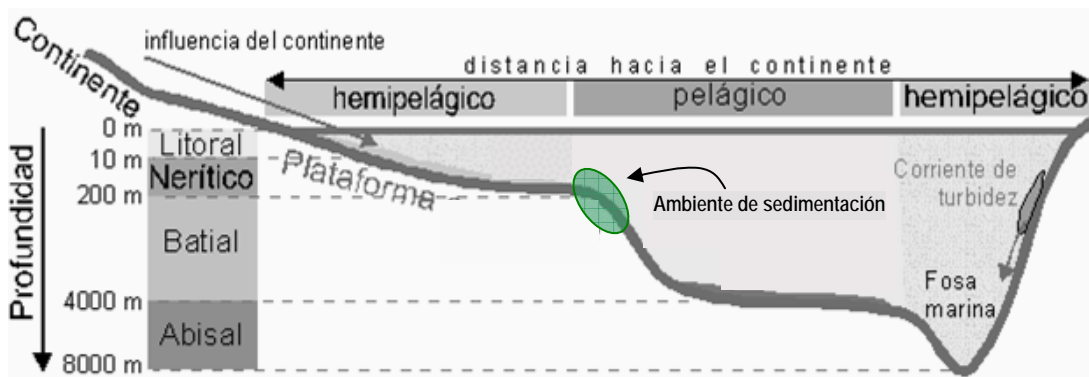


Fig. 3.6: Ambiente de sedimentación de las tobas del arco volcánico del Albiano-Campaniano.

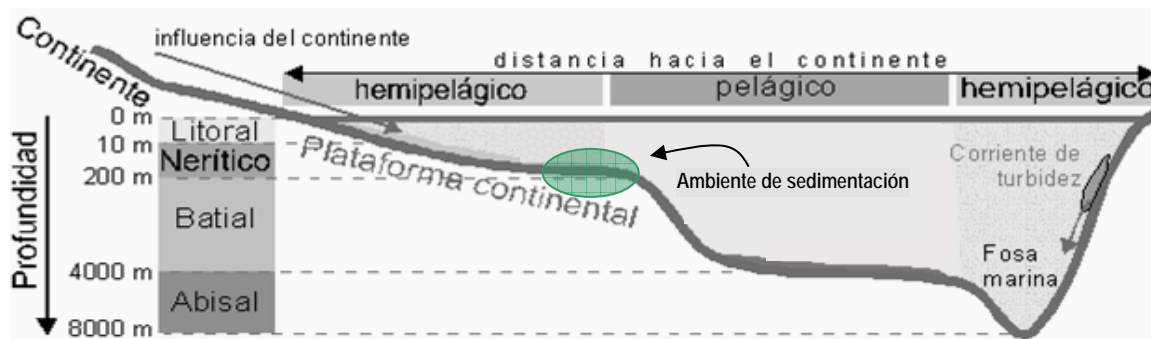


Fig. 3.7: Ambientes de sedimentación del Aptiano-Albiano de la secuencia efusiva del arco volcánico.

Profundidad(m)	5	5	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	7
Especies	8	9	1	2	2	4	5	7	7	7	8	9	9	9	0
<i>Acarinina broedermanni</i>	x				x		x								
<i>Acarinina densa</i>	x			x	x		x								x
<i>Acarinina pentacamerata</i>				x	x	x									
<i>Acarinina spinuloinflata</i>							x								
<i>Acarinina pseudotopilensis</i>		x		x		x	x								x
<i>Chiloguembelina cubensis</i>						x									
<i>Globigerina lozanoi</i>	x		x	x		x									
<i>Morozovella aequa</i>	x	x	x			x	x								
<i>Morozovella aragonensis</i>			x	x		x									x
<i>Morozovella formosa</i>				x		x									
<i>Morozovella marginodentata</i>						x									
<i>Pseudohatigerina wilcoxensis</i>						x									
<i>Contusotruncana fornicata</i>														x	
<i>Globotruncana arca</i>												x	x		
<i>Globotruncana ventricosa</i>											x				
<i>Globotruncanita stuarti</i>				x				x	x		x	x	x	x	
<i>Pseudotextularia elegans</i>				x								x			x
<i>Pseudotextularia elongata</i>											x		x		

Fig. 3.8 a: Foraminíferos planctónicos reportados por profundidad (m) del pozo Pina 21

Profundidad(m)	4	4	4	5	5	5	5	5	5	6
Especies	9	9	9	0	1	1	2	3	6	0
	0	4	8	2	0	8	2	0	6	6
<i>Acarinina broedermanni</i>	x									
<i>Acarinina densa</i>						x				
<i>Acarinina pentacamerata</i>						x		x		
<i>Acarinina pseudotopilensis</i>		x	x	x	x	x	x			
<i>Globigerina lozanoi</i>					x	x	x	x		
<i>Morozovella aequa</i>				x						
<i>Morozovella aragonensis</i>	x			x	x		x	x		x
<i>Globotruncana insignis</i>									x	
<i>Globotruncanita stuarti</i>							x		x	x
<i>Heterohelix globulosa</i>									x	
<i>Heterohelix punctulata</i>									x	
<i>Pseudotextularia elegans</i>									x	
<i>Pseudotextularia varians</i>									x	
<i>Racemiguembelina fruticosa</i>									x	
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>									x	

Fig. 3.8 b: Foraminíferos planctónicos reportados por profundidad (m) del pozo Pina 22

Profundidad (m)	6	6	6	6	6	6	7	7
Especies	3	5	6	7	8	8	0	6
	6	6	0	2	0	8	4	8
<i>Acarinina broedermanni</i>			x		x			
<i>Acarinina densa</i>				x	x			
<i>Acarinina nitida</i>		x						
<i>Acarinina pentacamerata</i>				x				
<i>Acarinina pseudotopilensis</i>		x	x	x	x			
<i>Chiloguembelina cubensis</i>	x							
<i>Morozovella aragonensis</i>			x	x	x			
<i>Pseudohastigerina wilcoxensis</i>	x							
<i>Contusotruncana contusa</i>						x	x	x
<i>Gansserina gansseri</i>						x		
<i>Globotruncanella havanensis</i>							x	x
<i>Globotruncanita pettersi</i>							x	
<i>Globotruncanita stuarti</i>			x		x		x	x
<i>Pseudotextularia elegans</i>			x			x	x	x
<i>Pseudotextularia elongata</i>						x	x	x
<i>Pseudotextularia varians</i>							x	x
<i>Racemiguembelina fruticosa</i>							x	x
<i>Rugoglobigerina rotundata</i>							x	x
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>							x	

Fig. 3.8 c: Foraminíferos planctónicos reportados por profundidad (m) del pozo Pina 2

Profundidad (m)	5	5	6	6	7	7	7	7	7	8	8	8	8	9
	2	6	0	1	0	0	3	4	8	1	1	5	9	3
Especies	4	4	4	6	0	4	2	4	4	2	6	6	6	6
<i>Acarinina broedermanni</i>					x			x						
<i>Acarinina densa</i>	x	x	x					x						
<i>Acarinina pentacamerata</i>					x		x	x						
<i>Acarinina spinuloinflata</i>		x	x											
<i>Acarinina pseudotopilensis</i>		x	x	x	x	x	x	x						
<i>Globigerina lozanoi</i>				x	x	x		x						
<i>Morozovella aequa</i>					x	x			x					
<i>Morozovella aragonensis</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x					
<i>Morozovella convexa</i>	x	x				x								
<i>Morozovella formosa</i>					x	x								
<i>Contusotruncana contusa</i>										x	x		x	
<i>Contusotruncana patelliformis</i>											x			
<i>Contusotruncana plicata</i>										x				
<i>Gansserina gansseri</i>													x	
<i>Globotruncanella havanensis</i>										x				
<i>Globotruncanella petaloidea</i>										x				
<i>Globotruncana arca</i>													x	
<i>Globotruncana falsostuarti</i>														x
<i>Globotruncana linneiana</i>												x		x
<i>Globotruncanita conica</i>										x	x			
<i>Globotruncanita stuarti</i>					x					x	x	x	x	
<i>Heterohelix globulosa</i>										x				
<i>Planoglobulina meyerhoffi</i>											x			
<i>Pseudotextularia elegans</i>										x	x			
<i>Pseudotextularia elongata</i>										x				
<i>Pseudotextularia varians</i>										x	x			
<i>Pseudoguembelina excolata</i>										x				
<i>Racemiguembelina fructicosa</i>										x	x			
<i>Rugoglobigerina pustulata</i>										x				
<i>Rugoglobigerina rotundata</i>										x				
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>										x	x			
<i>Ventilabrella glabrata</i>										x				

Fig 3.8 d: Foraminíferos planctónicos reportados por profundidad (m) del pozo Pina 25

PERIODO	EPOCA	EDAD	COLUMNA LITOLÓGICA	ESPESOR (m)	LITOLÓGIA	PALEONTOLOGIA
P A L E O G E N O	NEOGENO			200 - 300	CALIZAS ORGANÓGENAS, DOLOMITAS, ARENISCAS POLIMICTICAS, MARGAS, CONGLOMERADOS, ARENISCAS CUANCIFERAS.	ELPHIDIUM SAGRAI, MIOGYPSINA SPP., HAPLOCYTHERIDEA CHIPOLENSIS
	OLIGOCENO			50-100	CALIZAS, ARENISCAS POLIMICTICAS, MARGAS	GLOBOROTALIA OPIMA, GLOBISERINA, CIPEROENSIS.
	E O C E N O	PIASOPIANO		100 - 200	ARENISCAS CALIZAS CONGLOMERADOS	TURBOROTALIA CERROZULENSIS, ASTEROCYCLINA SPP.
		LUTECIANO		230 - 400	ARENISCAS POLIMICTICAS, ARENISCAS TOBACEAS, MARGAS, CONGLOMERADOS POLIMICTICOS, CALIZAS ORGANÓGENAS, ARENISCAS	MOROZOVELLA LEHNERI, AMPHISTEGINA SPP., MOROZOVELLA ARAGONENSIS, ACARININA BROEDERMANNI.
		YPRÉSIANO		400 - 600	MARGAS ARENOSAS, ARENISCAS POLIMICTICAS, ARENISCAS TOBACEAS, ARCILLAS, CONGLOMERADOS.	MOROZOVELLA FORMOSA, M. REX, M. ARAGONENSIS, ACARININA SPP., FORAMINIFEROS BENTONICOS PEQUEÑOS.
C R E T Á C I O	PALEOCENO			50	ARENISCAS POLIMICTICAS, CALIZAS ORGANÓGENAS, ARCILLAS, MARGAS	MOROZOVELLA VELASCOENSIS, M. ACUTA
	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO		50-100	MARGAS ORGANÓGENAS, CONGLOMERADOS, CALIZAS ARCILLOSAS, ARGILITAS.	ROSITA CONTUSA, CAEMIGUENBELINA FRUCTICOSA.
		CAMPANIANO		200 - 600	TOBAS DE COMPOSICION ANDESITICAS, INTERCALACIONES DE ARENISCAS, MARGAS, CALIZAS ARCILLOSAS, TUFITAS	GLOBOTRUNCANA CALCE-RATA, G. STUARTI, ROSITA FORNICATA, RADIOLARIOS.
		ALBIANO SUPERIOR - TURONIANO		200 - 400	TOBAS DE COMPOSICION ANDESITICAS DE GRANULOMETRIA GRUESA, CALIZAS.	GLOBOTRUNCANA SPP., PRAEGLOBOTRUNCANA SPP., GLOBIGERINELLOIDES SPP.
	INFERIOR	ALBIANO - ALBIANO		2000 - 3000	ROCAS ANDESITICAS, ANDESITICO-BASALTO, INTERCALACIONES DE TOBAS, ARCILITAS, ARENISCAS, CALIZAS, BASALTOS.	HEDBERGELLA BIZONAE, TICINELLA ROBERTI.

Fig. 3.9 Columna geológica generalizada del yacimiento Pina

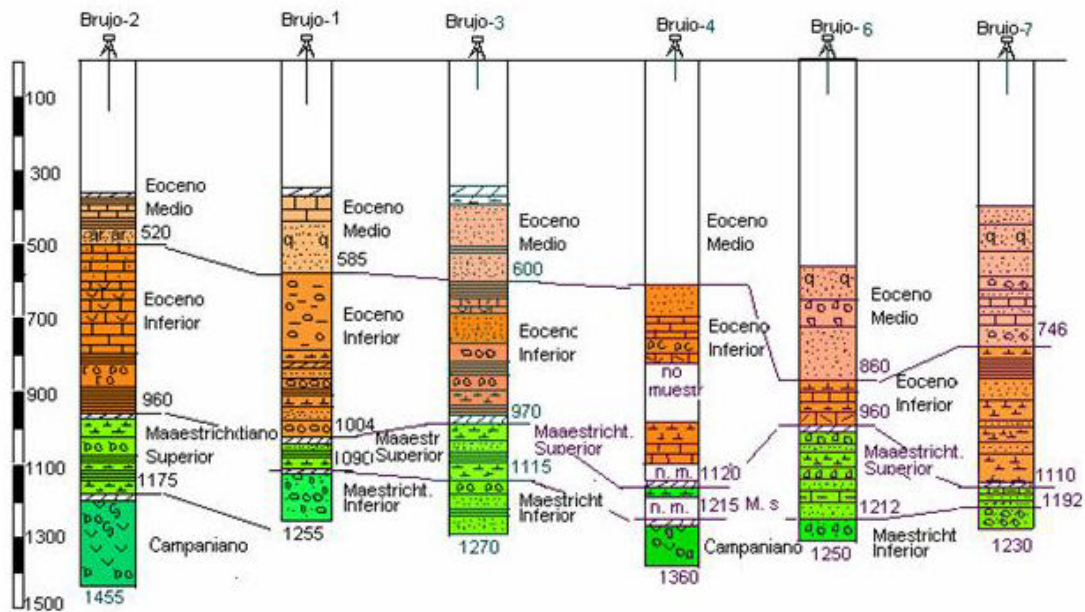


Fig. 3.10: Esquema de correlación se puede observar que solamente los Brujo-2 y Brujo-4 cortaron las rocas del arco, además existe una variación litológica lateral y vertical de los depósitos del sinorogénico (ver fig. 1.5 perfil V-V).

	Profundidad(m)							9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Profundidad(m)	6	6	7	8	8	9	9			1	1	1	1	1	1	1	1	1
Especies	6	9	8	5	8	1	4			0	0	0	1	1	1	2	2	2
	0	0	0	0	0	0	0			0	3	7	0	3	9	2	5	7
	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Acarinina</i> sp					x	x	x	x					x	x	x		x	
<i>Acarinina aspensis</i>																		
<i>Acarinina broedermanni</i>			x															
<i>Acarinina pseudotopilensis</i>	x	x	x	x			x											
<i>Morozovella</i> sp				x	x	x	x											
<i>Morozovella aragonensis</i>	x	x																
<i>Contusotruncana contusa</i>												x						
<i>Contusotruncana fornicata</i>											x	x				x	x	x
<i>Contusotruncana pattelliformis</i>										x								
<i>Contusotruncana walfischensis</i>											x							
<i>Globotruncana</i> sp													x					
<i>Globotruncana aegyptiaca</i>																		
<i>Globotruncana arca</i>															x	x		x
<i>Globotruncana linneiana</i>																		x
<i>Globotruncanella petaloidea</i>																x		
<i>Globotruncanella</i> sp	x																	
<i>Globotruncanella calcarata</i>																		x
<i>Globotruncanella stuarti</i>				x						x	x		x	x	x	x	x	x
<i>Hedberguella</i> sp																		x
<i>Racemiguembelina fruticosa</i>											x		x			x		x
<i>Rugoglobigerina</i> sp																		x
<i>Rugoglobigerina rotundata</i>															x		x	
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>																	x	
<i>Planoglobulina meyerhoffi</i>										x								
<i>Pseudotextularia</i> sp															x			
<i>Pseudotextularia elegans</i>										x	x						x	x
<i>Pseudotextularia varians</i>											x							x

Fig 3.11a: Foraminíferos planctónicos por profundidad (m) del pozo Brujo 3

	Profundidad(m)							8	9	9	1	1	1	1	1	1	1	1
Profundidad(m)	8	9	9	1	1	1	1											
Especies	2	2	8	8	6	4	2											
	2	2	8	8	6	4	2											
<i>Acarinina</i> sp	x	x	x															
<i>Acarinina aspensis</i>																		
<i>Globigerina</i> sp	x	x																
<i>Globigerina lozanoi</i>																		
<i>Morozovella</i> sp	x	x																
<i>Morozovella aequa</i>	x																	
<i>Contusotruncana</i> sp										x								
<i>Contusotruncana contusa</i>											x		x	x				
<i>Globotruncana</i> sp	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Globotruncanella stuarti</i>											x	x	x	x	x	x	x	x
<i>Heterohelix pulchra</i>												x						
<i>Racemiguembelina fruticosa</i>											x		x					
<i>Pseudotextularia elegans</i>											x							
<i>Pseudotextularia elongata</i>												x	x		x			
<i>Pseudotextularia varians</i>											x			x				

Fig 3.11b: Foraminíferos planctónicos por profundidad (m) del pozo Brujo 6

	6	0	0	0	0	1	1
Especies	5	2	4	7	9	2	9
	0	5	5	5	0	5	
<i>Acarinina</i> sp	x	x	x	x	x		
<i>Globigerina</i> sp		x					
<i>Morozovella</i> sp		x		x	x		
<i>Morozovella aragonensis</i>		x		x	x		
<i>Morozovella grasilis</i>				x			
<i>Contusotruncana contusa</i>							x
<i>Globotruncana</i> sp		x			x	x	x
<i>Globotruncana aegyptiaca</i>							x
<i>Globotruncanella stuarti</i>						x	x
<i>Racemiguembelina fruticosa</i>							x
<i>Rugoglobigerina</i> sp							x
<i>Pseudotextularia</i> sp							x
<i>Pseudotextularia elegans</i>							x
<i>Pseudotextularia varians</i>							x

Fig 3.11c: Foraminíferos planctónicos por profundidad (m) del pozo Brujo 4

	7	7	9	1
Profundidad(m)	4	8	0	1
Especies	6	0	2	1
				0
<i>Acarinina</i> sp		x	x	
<i>Acarinina pseudotopilensis</i>	x			
<i>Globigerina</i> sp		x	x	
<i>Morozovella</i> sp	x		x	
<i>Globotruncana</i> sp		x		x
<i>Globotruncanella</i> sp	x			
<i>Globotruncanella stuarti</i>				x
<i>Pseudotextularia</i> sp				x
<i>Pseudotextularia elongata</i>				x

Fig 3.11d: Foraminíferos planctónicos por profundidad (m) del pozo Brujo 7

	9	1	1	1
Profundidad(m)	6	0	0	1
Especies	0	0	5	8
	5	5	0	
<i>Acarinina</i> sp	x		x	x
<i>Acarinina crassata</i>	x			
<i>Acarinina pseudotopilensis</i>	x			
<i>Morozovella aequa</i>	x			
<i>Morozovella aragonensis</i>			x	
<i>Contusotruncana contusa</i>		x	x	x
<i>Globotruncana</i> sp	x	x	x	x
<i>Globotruncana aegyptiaca</i>			x	
<i>Globotruncanella stuarti</i>		x		x
<i>Hedberguella</i> sp			x	
<i>Racemiguembelina fruticosa</i>		x		
<i>Pseudotextularia elongata</i>			x	
<i>Pseudotextularia varians</i>		x		

Fig 3.11e: Foraminíferos planctónicos por profundidad (m) del pozo Brujo 2.

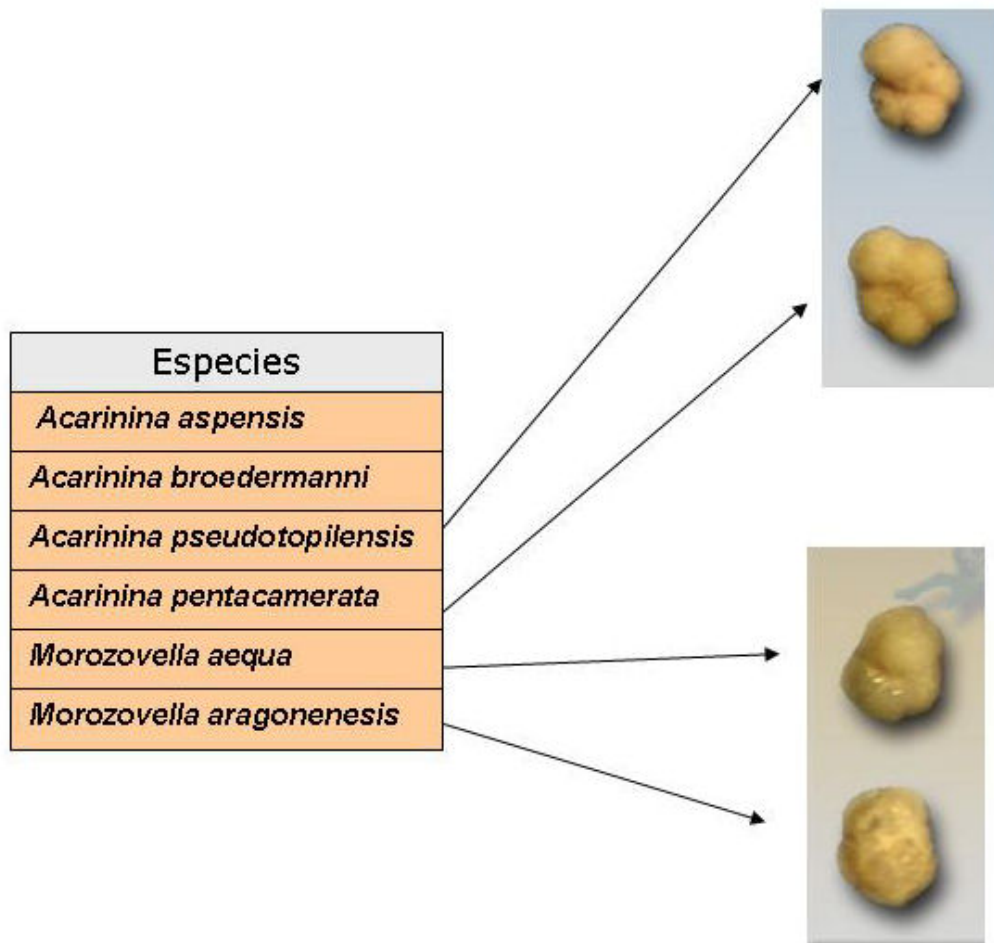


Fig. 3.12: Géneros y especies de Foraminíferos planctónicos representativos para el Eoceno en el Yacimiento Brujo.

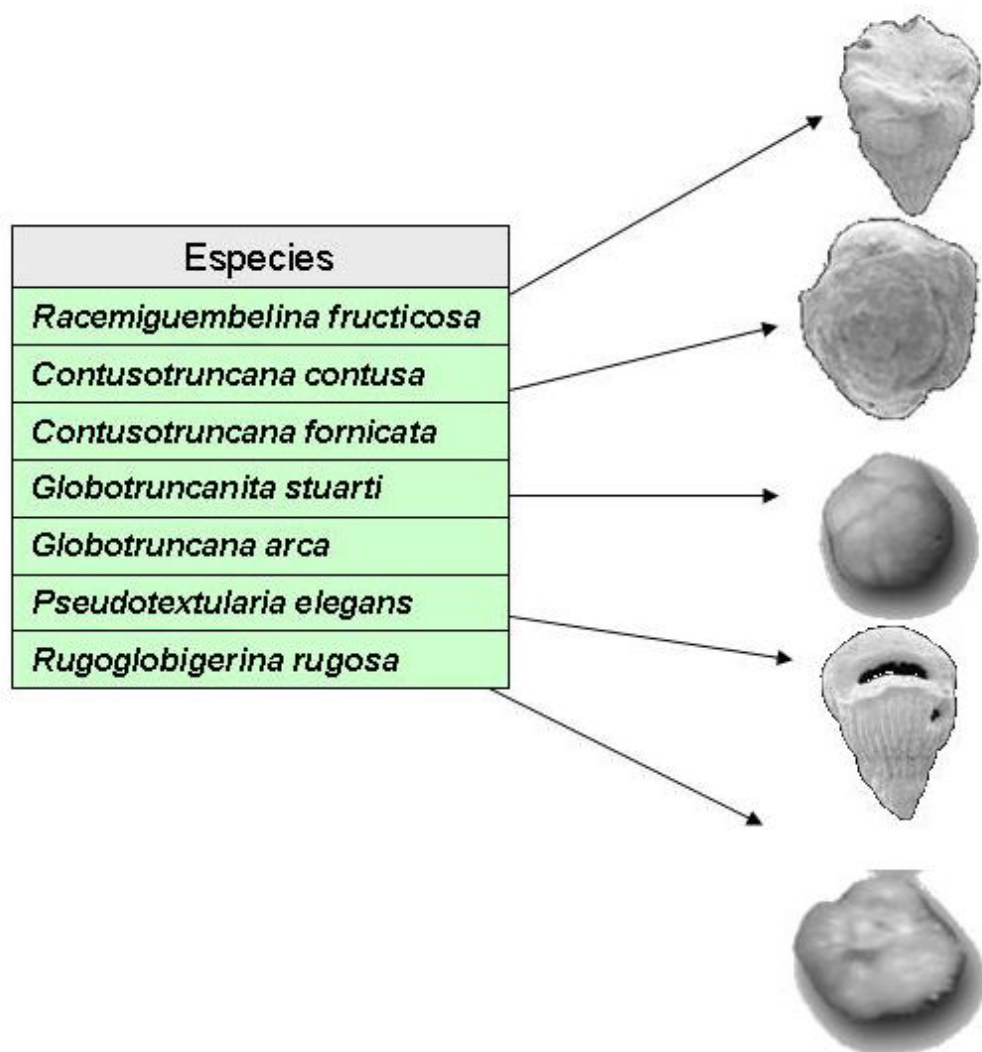


Fig. 3.13: Géneros y especies de Foraminíferos planctónica representativos para el Maastrichtiano en el Yacimiento Brujo.

PROFUNDIDAD	FORMACIÓN Y EDAD	LITOFACIES CARACTERÍSTICAS
0–3	GUINES (Oligoceno-Mioceno)	Carbonatos blancos, fosilíferos y microcavernosos. Escasos lentes de margas.
3–545	MARROQUÍ (Eoceno Medio-Superior)	Arcilitas y limolitas de coloraciones pardo rojizas, horizontes arenosos enriquecidos en granos de cuarzo.
545–705	ARROYO BLANCO (Eoceno Medio)	Conglomerado de tonalidades verdosas, con poca matriz, abundantes granos de efusivos, tobas, carbonatos, intrusivos ácidos y cristales de plagioclasa y cuarzo.
705–960	ZAZA (Eoceno Inferior–Eoceno Medio Basal)	Margas y arcilitas calcáreas con trazas de bitumen muerto. Hacia la parte baja interestratificación de calizas arenosas y arcilitas bentoníticas verdosas.
960–1260	LOMA IGUARÁ (Eoceno Inferior)	Limolitas y arcilitas de colores verdes y grises, a veces con componente calcáreo. Con frecuencia recrystalizadas y laminadas hasta argilitas. Dispersos lentes arenosos, conglomeráticos y calcáreos.
1260–1290	ELOÍSA (SELLO) (Cretácico Superior Maestrichtiano)	Margas fosilíferas blancas y lutitas grises consolidadas. Algunos limos verdosos.
290–1332	ELOÍSA (RESERVORIO) (Cretácico Superior Campaniano-Maestrichtiano)	Ortoconglomerado con guijas pequeñas de andesitas, basaltos y tobas. En los primeros metros hay matriz arcillosa observable.

Fig. 3.14: Formaciones y edades del área Naranjo.

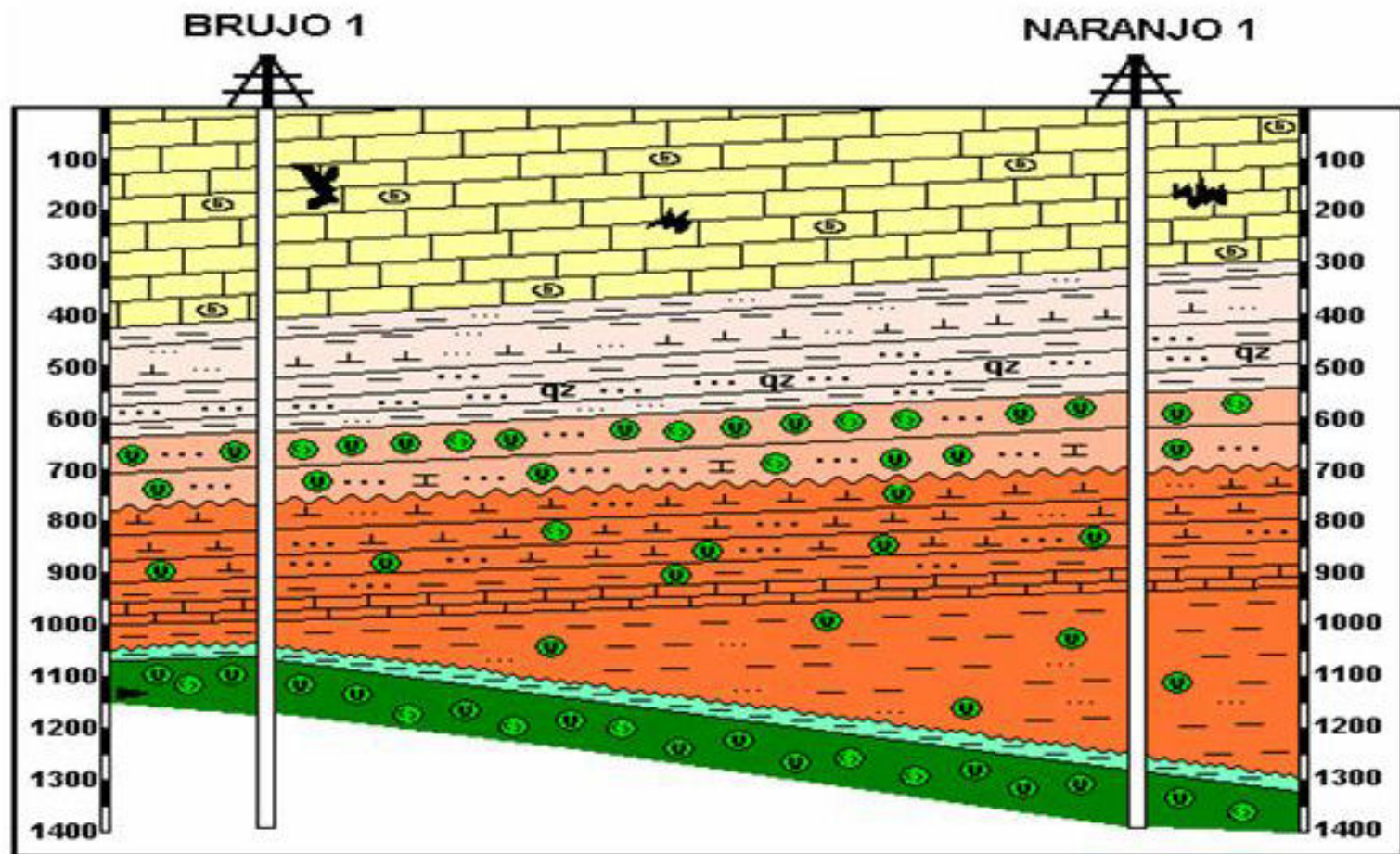


Fig. 3.15: Perfil geológico esquemático de los pozos: Los Naranjos-Brujo-1.

Escala Espesor	Período	Epoca	Edad	Columna Litológica	Litología	Bioeventos
300	NEOG.	MIOCE			Probables carbonatos del postorogénico	<i>Globigerinoides sp.</i>
400					Arcillas y limos con fracción arenosa	<i>Globigerina tripartita</i> <i>Discoaster cf. lodoensis</i> <i>Discoaster cf. molheri</i> <i>Coccolitos spp.</i> <i>Lenticulina spp.</i>
500			SUPERIOR		Margas dolomíticas con granos limosos	EOCENO MEDIO PARTE ALTA - EOCENO SUPERIOR
600					Arcilitas y limolitas con componente arenoso, coloraciones generalmente pardo rojizas. En la parte media areniscas con abundantes granos de cuarzo	FM. MARROQUI
700					Conglomerados con muy escasa matriz, abundantes granulos de efusivos, tobas, intrusivos, carbonatos y cristales de cuarzo y feldespatos. Se intercalan lentes arenosos con cemento calcáreo y calizas con granos de arena.	<i>Lepidocyclina sp.</i> <i>Amphistegina spp.</i> <i>Globigerinatheka (?) sp.</i> <i>Morozovella sp.</i> <i>Globigerina sp.</i> EOCENO MEDIO
800			MEDIO		Margas a arcilitas calcáreas de color blanco, con componente arenoso y conglomerático. A veces con bitumen oxidado en pequeñas fracturas de poco desarrollo.	FM. ARROYO BLANCO <i>Morozovella aragonensis</i> <i>Acarinina pseudotopilensis</i> <i>Discoaster barbadiensis</i> <i>Acarinina cf. broedermant</i> <i>Acarinina spp.</i>
900					Después de los 820 m se intercalan horizontes de calizas arenosas en arcilitas verde grisáceas algo bentoníticas, muy friables.	EOCENO INFERIOR - EOCENO MEDIO BASAL
1000					Limolitas y arcilitas de colores verdes y grises, con frecuencia tienen componente calcáreo, a veces muy laminadas y recristalizadas hasta argilitas. Margas limosas de colores claros. Escaso componente arenoso y conglomerático en forma de granos de efusivos y menos tobas.	FM. ZAZA <i>Acarinina nitida</i> <i>Acarinina pseudotopilensis</i> <i>Orthostylus tribriachatus</i> <i>Discoaster binodosus</i> <i>Globotruncanidae (redep.)</i>
1100					Dispersos lentes de poco espesor de calizas arenosas blancas y amarillas.	EOCENO INFERIOR
1200					Lutitas verdes y pardo rojizas, margas blancas, fosilíferas.	FM. LOMA IGUARÁ <i>Globotruncanita stuarti</i> <i>Heterohelicidae</i>
1300					En los primeros 20 m conglomerado con granos arenosos y matriz arcillosa.	CAMP - MAESTRICHTIAN
1400					Después de 1310 m conglomerado sin matriz, con fragmentos de efusivos y tobas	FM. ELOISA

Fig. 3.16: Columna geológica generalizada del área Los Naranjos.

COLUMNA GEOLOGICA GENERALIZADA DEL YACIMIENTO BRUJO
 Autor: C. Perera Año 2008

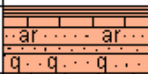
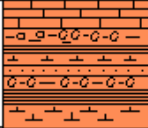


Periodo	Epoca	Edad	Columna Litológica	Esp.m	Descripción Petrográfica	Bioeventos	
PALEOGENO	E O C E N O	Lutec. Barton			Arenisca arcósica, arcillas calizas, conglomerado	Amphistegina sp.Ostrácodos, Globigerina spp., Acarinina spp	
		Ypresiano		370 -- 100 m.	Margas fosilífera, arcillas, conglomerado poligénico, calizas de distintos tipos, Litoarenita volcánica	Morozovella aequa, Morozovella spp. M. aragonensis, M. grasilis Acarinina pseudotopilensis, A. broedermannii, Macroforaminíferos.	
CRETACICO	S U P E R I O R	Maastrichtiano Superior Maastrichtiano Inferior		225 -- 80m 100 -- 250	Margas fosilíferas, calizas arcillosas, Litoarenitas poligénicas, arcillas, conglomerados	Conglomerado polimíctico de grano fino a grueso. arenisca polimíctica con matriz arcillosa, arcilla,	Contusotruncana contusa, Racemiguembelina fructicosa Globotruncanita stuarti Globotruncana linneina Pseudotextularia spp Tritaxia trilatera Spiroplectamina sp Osangularia sp
		Campaniano		245 -- 50 m	Tobas liticas de cenizas gruesas, tobas vítreas, tobas cristalítica de andesita		Globotruncanita calcarata, G. stuarti, Globigerinelloides spp. Globotruncanidae

FIG. 3.17: Columna geológica generalizada del Yacimiento Brujo.

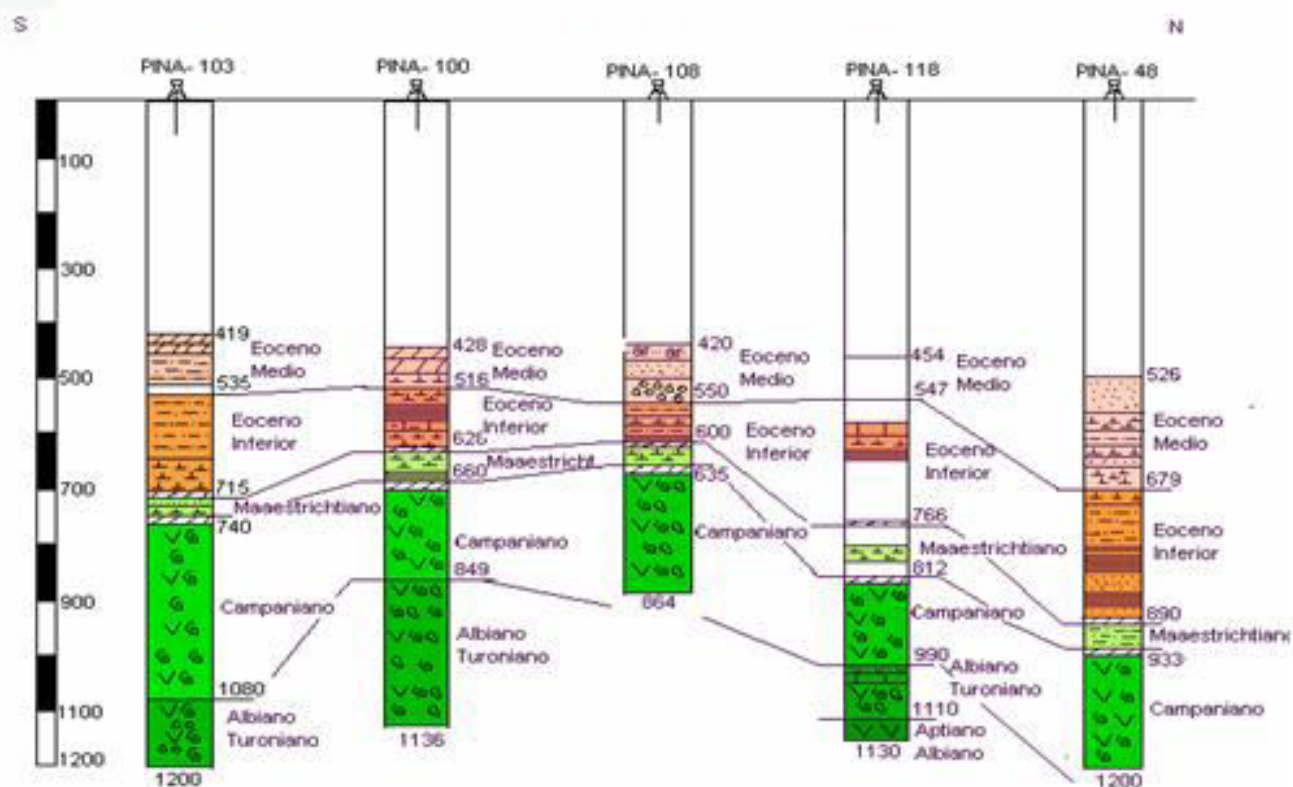


Fig. 3.18: Esquema de correlación donde queda demostrado el hundimiento del arco volcánico hacia el norte del yacimiento Pina (ver Fig. 1.5 perfil III-III')