

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA BASE DEL TOC-1S, CUENCA DE AGUA SALADA, ESTADO FALCÓN, VENEZUELA

Iván BARIITO^{1,6}, Luis CAMPOSANO^{2,6}, Sebastián GRANDE^{2,7}, Mayra CAÑIZARES^{4,6},
Olga BETANCOURT^{5,6}, Francisco ARAUJO^{3,6} y Jesús MONSALVE^{2,7}

RESUMEN

Se efectuó un estudio geológico detallado de la base del pozo TOC-1S, localizado en la Cuenca de Agua Salada, subcuenca del Tocuyo al oeste del Estado Falcón, mediante la integración de información obtenida por técnicas convencionales de caracterización tales como mineralogía, bioestratigrafía, petrografía y geoquímica, al igual que levantamientos geofísicos que permiten aportar información de interés geológico acerca de la Cuenca Falcón en su área más oriental. Fue analizado uno de los diques intrusivos de Yaracuybare de forma comparativa y la unidad estratigráfica intrusionada correspondiente a la Formación Cerro Misión. Las rocas presentes en la base de este pozo están constituidas principalmente por volcánicas extrusivas submarinas identificadas como hialoclastitas, flujos de lava basálticos y rocas híbridas o peperitas, las cuales representan junto a las rocas basálticas de Yaracuybare y a las volcánicas localizadas en la región costafuera de Golfo Triste la expresión más suroriental del magmatismo terciario en la Cuenca de Falcón. En la sección basal de este pozo las unidades volcánicas están cubiertas por una caliza bioclástica blanquecina tipo Cerro Campana. Los inicios de este magmatismo y sedimentación contemporáneos dentro de esta cuenca presentan edades inéditas de 42,9 Ma (Eoceno medio). Esta investigación permite aportar información de interés a los modelos que proponen la apertura de una cuenca extensional o tipo *rift* a mediados del Eoceno como parte de un adelgazamiento cortical y litosférico que permitió la inyección de magma basáltico alcalino desde el manto superior a través de criptodomas y diques intrusivos dentro de los sedimentos de la Formación Cerro Misión.

ABSTRACT

Geological Study of the Base Interval of TOC-1S, Agua Salada Basin, Falcon State, Venezuela.

A detailed geological study of the base of the TOC-1S well located in Agua Salada Basin, El Tocuyo Sub-basin in the SE Falcon State was carried out by integrating information obtained by conventional characterization techniques such as mineralogy, biostratigraphy, petrography and geochemistry, as well as geophysical surveys that provide information of geological interest of the Falcon Basin in its easternmost area. Samples from one of the Yaracuybare intrusive dikes and the surrounding stratigraphic unit corresponding to the Cerro Mision Formation were also analyzed in a comparative way. The rocks present at the base of this well are mainly constituted by submarine extrusive volcanics identified as hialoclastites, basaltic lava flows and hybrid rocks or peperites, which together with the Yaracuybare rocks and the volcanic ones located in the offshore region of the Golfo Triste represent the most southeastern expressions of the tertiary magmatism in the Falcon Basin. In this well the volcanics units are covered by a whitish bioclastic limestone type Cerro Campana. The beginnings of this contemporary magmatism and sedimentation within this basin present unpublished ages of 42.9 Ma (Middle Eocene). This research contributes information of interest to the models that support the opening of an extensional basin or rift type in the Middle Eocene as part of a cortical and lithospheric thinning which allowed the injection of alkaline basaltic magma from the upper mantle through cryptodomes and intrusive dikes within the sediments of the Cerro Mision Formation.

Palabras claves: volcánicas, hialoclastitas, TOC-1S, Yaracuybare, Falcón.

Keywords: volcanics, hyaloclastites, TOC-1S, Yaracuybare, Falcon.

¹ Ingeniero Geólogo. M.Sc. Ciencias Geológicas. Esp. Geociencias Petroleras. Correo-e: ivanbariito@gmail.com

² Ingeniero Geólogo. M.Sc. Ciencias Geológicas.

³ Licenciado en Física. M.Sc. Geología.

⁴ TSU Geología y Minas. Prof. Cs. de la Tierra. M.Sc. Educación Ambiental.

⁵ Ingeniero Geólogo.

⁶ INTEVEP, Apartado 76343, Caracas 1070-A, Venezuela.

⁷ Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela

INTRODUCCIÓN

Este trabajo de investigación se desarrolló en el marco de un proyecto exploratorio coordinado por la Gerencia de Exploración de INTEVEP en Falcón oriental, específicamente en el área de Mene de Acosta dentro de la Cuenca de Agua Salada, para evaluar áreas de interés petrolero en la búsqueda de yacimientos convencionales de crudo liviano y mediano. El objetivo fundamental del estudio, dada la importancia que tiene el pozo TOC-1S por su ubicación geográfica dentro del área, así como por la información captada, ya que es un pozo estratigráfico del tipo “*slim hole*” con 87 núcleos recuperados de 2” de diámetro y que involucraron un espesor total de 3.374’, fue realizar un análisis geológico detallado de la sección basal de este pozo con base en evidencias geológicas observadas previamente en descripciones litológicas del mismo al igual que analizar áreas geológicas vecinas, y las posibles implicaciones que representa para la evolución geodinámica de la cuenca. Este pozo fue perforado por MARAVEN, S.A en el año 1993 y desde entonces ha sido ampliamente documentado en la industria petrolera nacional. La región oriental de Falcón ha sido poco estudiada desde el punto de vista exploratorio a pesar de que existen evidencias de menes y explotación de hidrocarburos hace ya casi 100 años, especialmente el Campo Mene de Acosta que según FINDLAY (1985) produjo desde el año 1927 hasta 1937 unos 759.070 barriles de petróleo liviano (31,3° - 49,4° API) de origen marino reportados por la compañía Tocuyo Oilfields Limited en 82 pozos.

Para documentar la aparición de nuevas evidencias geológicas en el área, el estudio se sustentó en la aplicación de herramientas de caracterización convencionales tales como: petrografía, mineralogía, bioestratigrafía y geoquímica en muestras captadas tanto en la base de este pozo así como de otra área de interés cercana referida a la quebrada Yaracuybare, localizada a 5,5 km al oeste del pueblo de Sanare en el Municipio Silva y a unos 20 kilómetros al ONO de las localidades de Tucacas y Chichiriviche del estado Falcón, al igual que levantamientos geofísicos gravimétricos y magnéticos de campo para contribuir de forma general y específica a un mejor conocimiento geológico de la cuenca, aportando con esto información relevante para el análisis exploratorio y por consiguiente a la comprensión del sistema petrolífero de la cuenca.

El TOC-1S se encuentra ubicado en la parte suroriental del campo petrolero Mene de Acosta, a 12 Km al noroeste

aproximadamente de la población de Chichiriviche en el occidente de Venezuela. El pozo presenta las siguientes coordenadas UTM: N1211123 y E568522 (WGS84, Regen 19N). En la sección geológica de interés visitada en el estudio, correspondiente a la quebrada Yaracuybare, se encuentran diques intrusivos dentro de la Formación Cerro Misión, representando una ventana geológica donde afloran estos cuerpos ígneos que están circundados por esta formación geológica que expone la sedimentación más antigua dentro de la Cuenca de Falcón oriental (Figura 1). Las rocas ígneas de Yaracuybare son los cuerpos intrusivos expuestos más orientales de la Cuenca de Falcón y fueron reconocidos inicialmente por NATERA (1957) y luego redescubiertos por personal del Ministerio de Minas e Hidrocarburos a principios de la década de los años 1970s (URBANI *et al.* 2015). El trabajo de investigación involucró la integración de toda la información obtenida tanto en la base del TOC-1S así como de estos diques y la unidad sedimentaria intrusionada correspondiente a la Formación Cerro Misión (Figura 2).

La estratigrafía de la Cuenca de Falcón oriental fue definida principalmente durante la primera mitad del siglo XX, se basó en estudios de foraminíferos, con rangos de tiempo muy amplios para las formaciones y que actualmente no se adaptan a las nuevas tablas de tiempo geológico. En relación a las unidades estratigráficas es común encontrar nombres inválidos o informales, descripciones litológicas que varían dependiendo de los autores, lo que genera confusión y contradicciones. Por lo antes mencionado, es pertinente ordenar y actualizar las unidades estratigráficas y generar información más nueva, para lograr un marco cronoestratigráfico más claro en la Cuenca Agua Salada que se transforme en herramienta para estudios más detallados.

En el área no está claramente definido el sistema petrolífero y la estratigrafía no está totalmente homologada, lo único evidente es que las características tectono-estructurales son bastante complejas, si bien hay estudios de diversas disciplinas falta un enfoque integrador que permita aclarar las incongruencias existentes en esta zona de Falcón.

Los datos que se darán en esta investigación son fundamentales para entender y determinar cómo afectó la tectónica Caribe la configuración geológica inicial del oriente de Falcón, información clave que contribuirá aportar, comparar y/o sustentar los resultados de modelos previos propuestos para explicar la evolución geodinámica de esta cuenca.

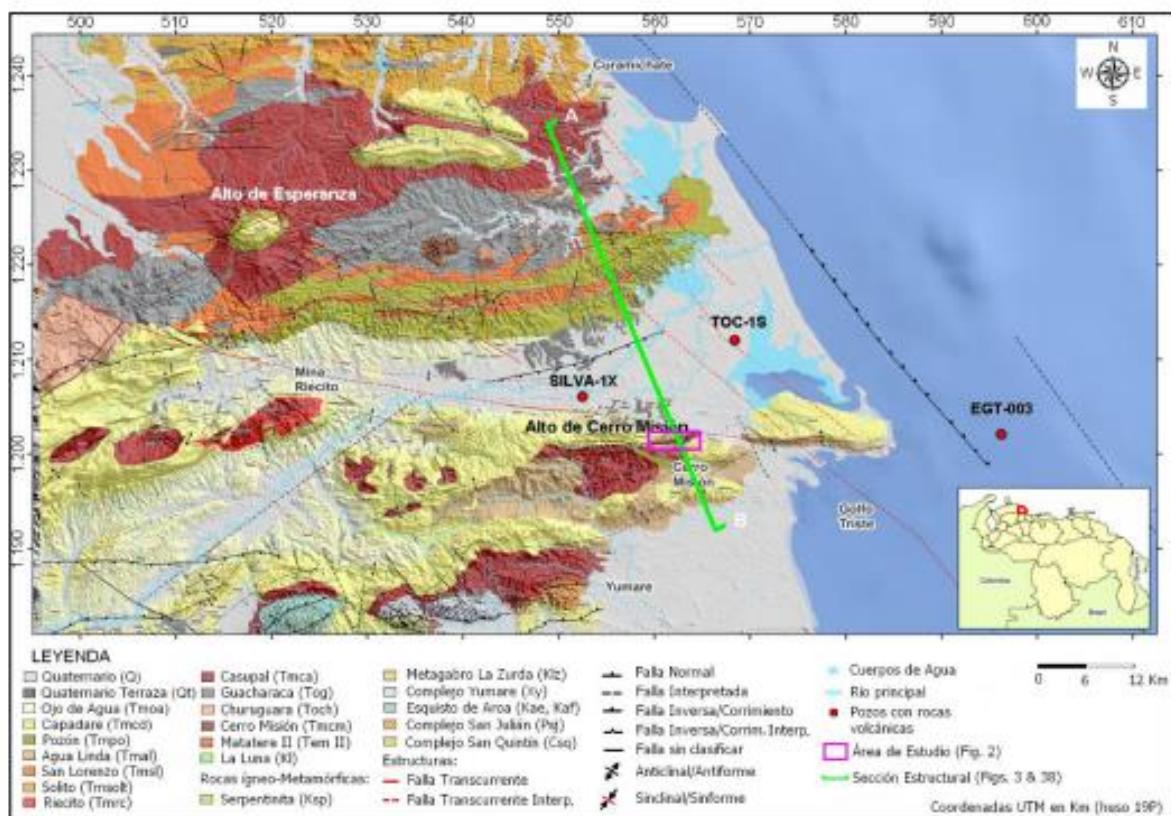


Figura 1. Mapa geológico de Falcón oriental (Cuenca de Agua Salada) donde se ubica el pozo TOC-1S estudiado, además de la quebrada Yaracuybare (cuadro morado) y otros pozos de interés geológico en la investigación como el EGT-003 y el Silva-IX.

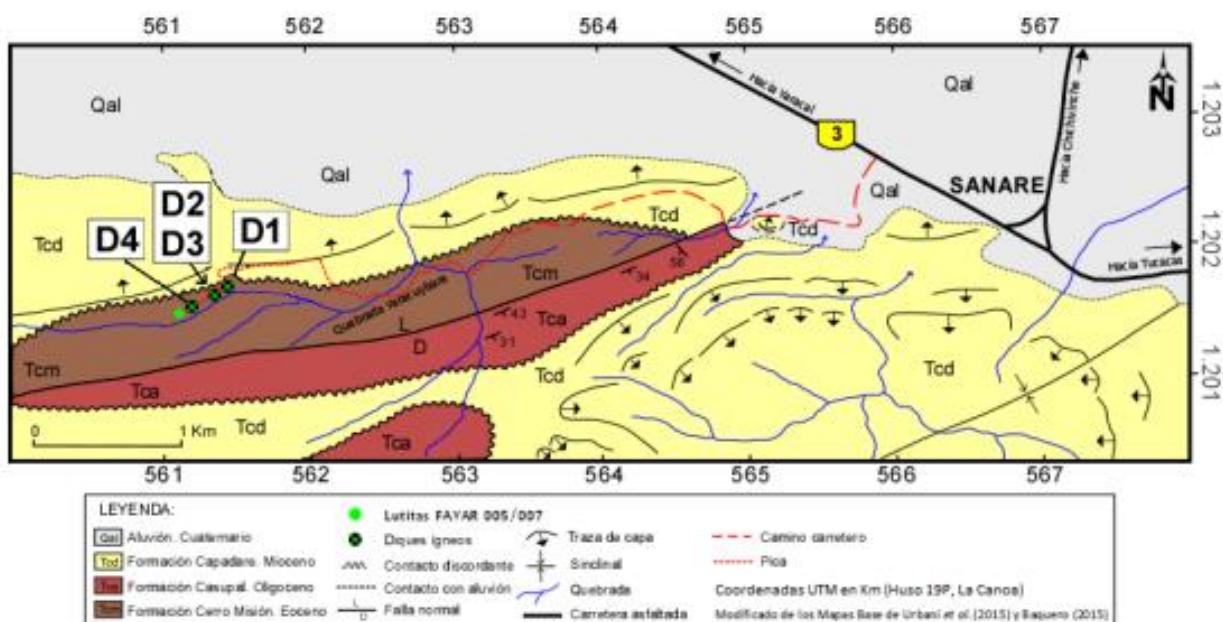


Figura 2. Mapa geológico de la zona de Yaracuybare en Falcón Oriental, donde se muestra la ventana tectónica donde aflora la Formación Cerro Misión (Tcm) y la ubicación de los cuatro diques igneos intrusivos (D1-D4) visitados y las lutitas captadas para análisis bioestratigráficos (muestras FAYAR 005/007). En el Dique 3 fue obtenida la muestra 17 FA-YAR-003-A. Modificado de los mapas de Urbani et al. (2015) y Baquero (2015).

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cuenca de Falcón cubre un área aproximada de 35.000 km² con una longitud de unos 150 km entre la plataforma de Dabajuro y la costa oriental del estado, es una cuenca de tipo extensional que está localizada en el área de interacción entre las placas Caribe y Suramericana y representó un adelgazamiento litosférico importante, al punto de que en su eje fue intrusionada por una serie de cuerpos intrusivos subvolcánicos de carácter alcalino-máficos de origen intraplaca orientados aproximadamente en sentido OSO-ENE (GRANDE 2012), actualmente corresponde a un levantamiento elongado de unidades sedimentarias y de intrusiones basálticas en esta misma dirección, las cuales han sido datadas en la zona de Falcón central arrojando edades entre 23 -15,4 Ma (MUESSIG 1984, McMAHON 2000) y en Falcón oriental 34,1 Ma (BAQUERO *et al.* 2011, BAQUERO 2015). Esta característica la hace sustancialmente diferente a las otras cuencas del occidente u oriente venezolanos, carentes por completo de actividad ígnea (GRANDE 2012). Para algunos autores el comienzo de la deposición sobre esta cuenca es de edad Oligoceno (GONZALEZ DE JUANA *et al.* 1980), mientras que para otros es más antiguo, asociado al Eoceno tardío (MUESSIG 1984, BOESI y GODDARD 1991). La gruesa secuencia Oligoceno-Mioceno depositada en esta cuenca se efectuó en una serie de depresiones orientadas NNO-SSE y NNE-SSO y sufrió un proceso de inversión tectónica que inició en el límite del Mioceno temprano medio (BOESI y GODDARD 1991, AUDERMARD 1995).

Los modelos para explicar la génesis de la cuenca de Falcón han variado en el tiempo desde una cuenca tipo *pull-apart* condicionada a dos grandes estructuras: una al sur, que es el sistema de fallas de Oca Ancón y la otra al cinturón de deformación del Caribe sur, ambas con componente transcurrente dextral importante debido a la acción del movimiento de la placa del Caribe (MUESSIG 1984, BOESI y GODDARD 1991, MACELLARI 1995); cuencas de retro-arcos extensional (*back-arc*) o de colapso orogénico debido a la extensión retro-arcos sobre el orógeno alóctono caribeño en dirección E-O aproximadamente (AUDERMARD 1995, MANN 1999, PORRAS 2000), incluyendo ahora la propuesta de un nuevo modelo sustentado en recientes evidencias petrológicas (GRANDE 2005, 2009, 2013, GRANDE y URBANI 2009, URBANI *et al.* 2015) y geocronológicas (BAQUERO *et al.* 2011, BAQUERO 2015) que invocan una subducción de ángulo bajo de una porción de litósfera oceánica, posiblemente correspondiente a litósfera del Proto-Caribe con

corteza anómala engrosada por magmatismo intraplaca (Provincia Ígnea del Proto-Caribe, PIP) por debajo de un bloque continental conformada por rocas ígneos-metamórficas de alto grado, de edad Neoproterozoico y afinidad Grenvilliana denominado Terreno Falconia (GRANDE y URBANI 2009, GRANDE 2012), cubierto por napas mesozoicas y sedimentos terciarios. En este proceso ocurrió una ruptura de placa (*slab break-off*), generando la cuenca extensional de Yaracuybare con intrusiones ígneas asociadas, y un proceso posterior durante el Oligo-Mioceno que causó la extensión que generó la Cuenca de Falcón central que se generó por el hundimiento (*slab foundering*) del extremo roto de la placa oceánica subducida, ocasionando un ascenso importante de material astenosférico que produjo una mayor extensión cortical y litosférica y un magmatismo más acentuado, con el emplazamiento en tres etapas sucesivas (McMAHON 2000) de los cuerpos volcánicos en el eje central de la Cuenca (BAQUERO *et al.* 2011, GRANDE 2012, 2013).

En la zona oriental de la Cuenca de Falcón, se ubican las cuencas de Casupal y Agua Salada (subcuencas Hueque y El Tocuyo) separadas por rasgos estructurales y estratigráficos bien definidos, siendo el límite entre ellas el alto de Cerro Misión (DÍAZ DE GAMERO 1985, GHOSH *et al.* 1997, MENDOZA 2005), mientras que las subcuencas Hueque y El Tocuyo en la Cuenca de Agua Salada están separadas por los altos de Esperanza-Guacharaca (HUNTER 1972) (Figura 3). Agua Salada dentro de este contexto se considera como la sección depositacional más profunda, conformada principalmente por sedimentos finos, y es la que alberga los sedimentos más antiguos de la región (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

Estas rocas más antiguas de la Cuenca de Agua Salada, específicamente dentro de la sub-cuenca del Tocuyo, correspondiente con la Formación Cerro Misión aflora en el área solamente en dos zonas relativamente pequeñas: en la quebrada Yaracuybare y en otra pequeña quebrada que drena hacia el norte de Cerro Misión, a 20 km al oeste de la anterior, que corresponde a la localidad tipo (URBANI *et al.* 2015), esta unidad estratigráfica abarca sólo 12,32 km² en superficie (MONSALVE 2019). La Formación también se ha encontrado en el subsuelo de otros pozos perforados en el área, entre ellos podemos señalar: Rieci-1, Rieci-2, Rieci-3, EGT-001, EGT-002 y EGT-003, estos tres últimos ubicados costa afuera en el Golfo Triste (BASTOS *et al.* 2010). La descripción de esta Formación fue publicada por primera vez por SENN (1935), pero ya había sido estudiada previamente por geólogos de la North Venezuelan Petroleum (KUGLER 1929).

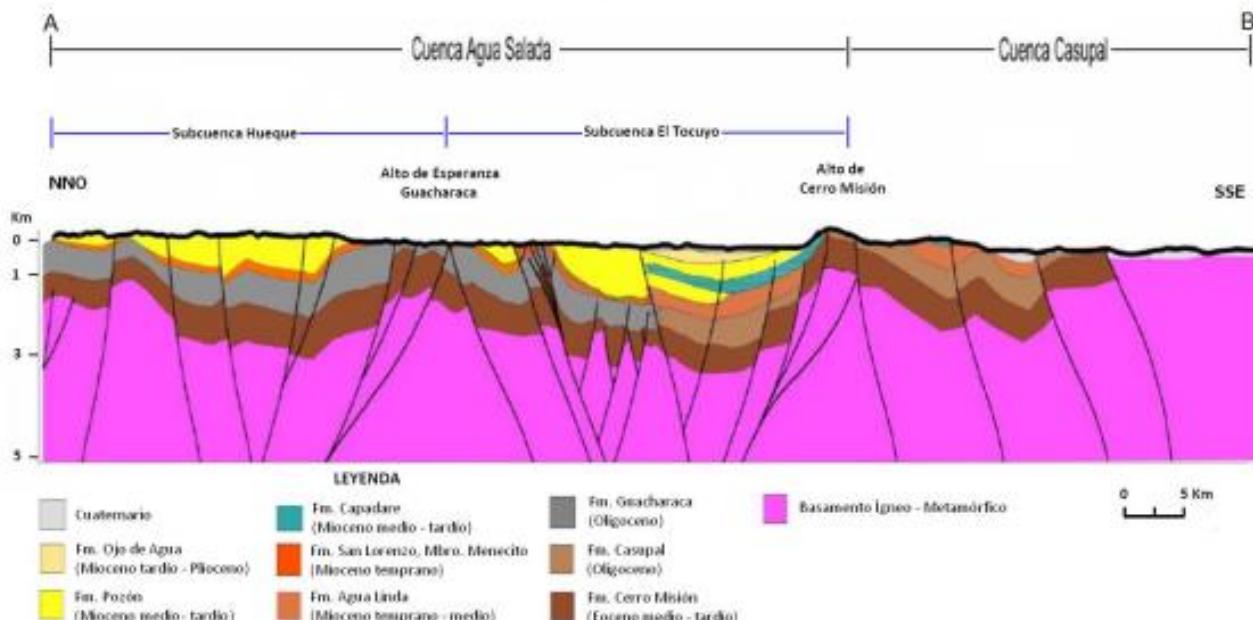


Figura 3. Transecto donde se muestra la configuración estructural y estratigráfica de la Cuenca Agua Salada y Cuenca de Casupal en Falcón Oriental, en especial la sub-cuenca del Tocuyo donde se encuentra ubicado el pozo TOC-1S y la zona de la quebrada Yaracuybare más hacia el sur, próxima al Alto de Cerro Misión y la distribución de la Formación Cerro Misión como unidad estratigráfica más antigua en el subsuelo de esta área. Ubicación de la sección A-B en la Figura 1. Modificado de Monsalve (2019).

La Formación Cerro Misión se caracteriza por ser una sucesión probablemente superior a 400 m de espesor según RENZ (1948), de lutitas marinas de color gris a negro, carbonáticas, muy rica en foraminíferos planctónicos y fue depositada discordantemente por encima de una secuencia flysch del Eoceno medio de acuerdo a HUNTER (1972) y que informalmente ha sido denominada "Formación Esperanza", el contacto suprayacente de Cerro Misión podría ser igualmente discordante con la Formación Guacharaca del Oligoceno (DÍAZ DE GAMERO 1985). El pozo exploratorio EGT 003, también denominado CAYOSAL-1X, está ubicado unos 14 km al ESE de la población de Chichiriviche (BASTOS *et al.* 2010), es el pozo de mayor profundidad perforado (14.900') en el área costa afuera hacia el centro del Golfo Triste. El pozo penetró 2.730' (832 m) de espesor Eoceno a partir de los 12.170', correspondiente a la Formación Cerro Misión sin llegar a perforar el basamento de la cuenca y la secuencia está caracterizada predominantemente por lutitas (HAAK 1980). En este pozo adicionalmente fue reportada una roca volcánica intrusiva a nivel de la Formación Cerro Misión de 30' de espesor en el intervalo de profundidad que va desde 13.390' a 13.420' (BASTOS *et al.* 2010). El pozo Rieci-3 penetró 2.571' (784 m) de lutitas negras de Cerro Misión desde los 430'. En la zona de Yumare a 15 km al sur de Cerro Misión, se ha cartografiado la Formación Matatere (II) del Paleoceno tardío-

Eoceno temprano (URBANI 2022). Adicionalmente, JAIMES (2008) describe un pequeño cuerpo de caliza del Eoceno con abundantes ejemplares del género *Nummulites*, ubicado al sur de Yumare entre los poblados de Tesorero y Carabobo, estado Yaracuy (URBANI *et al.* 2015). Según RENZ (1948), la presencia de *Hantkenina alabamensis* en la Formación Cerro Misión indica una edad no más joven que Eoceno tardío y HUNTER (1972) con base en la fauna de foraminíferos presentes, sugirió una equivalencia en edad con la zona de *Globigerinatbeke semiinvoluta*, igualmente del Eoceno tardío, aunque reporta la ausencia de los marcadores de dicha zona. La microfauna reportada por CAMACHO *et al.* (1989) en Cerro Misión es igualmente indicativa de una edad Eoceno tardío.

El TOC-1S es un pozo exploratorio que se caracteriza por presentar un intervalo total perforado de 7.860', atravesando toda la columna estratigráfica perteneciente al Grupo Agua Salada de la sub-cuenca del Tocuyo (RENZ 1948, DÍAZ DE GAMERO 1985) entre los altos de Cerro Misión y Esperanza-Guacharaca, grupo correspondiente a las formaciones Guacharaca, San Lorenzo y Pozón, tal y como se aprecia en el cuadro estratigráfico de la Figura 4. Este grupo está caracterizado por representar sedimentación marino-profunda y de aguas llanas cerca de la playa (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

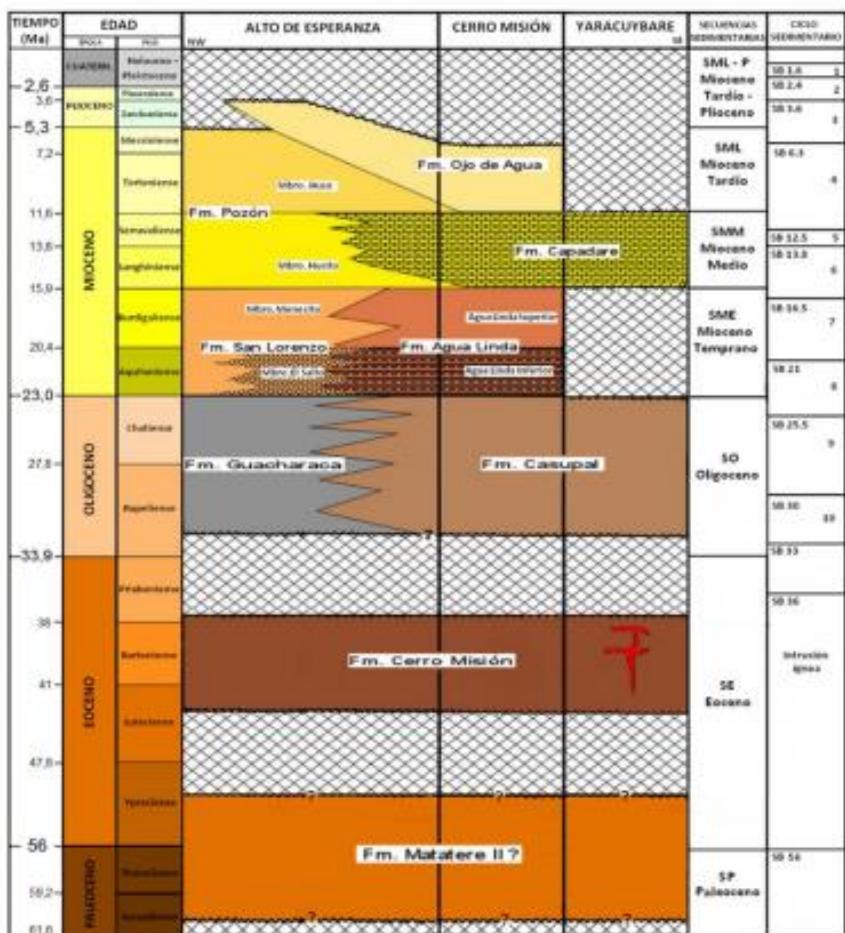


Figura 4. Cuadro de correlación chronoestratigráfica de las unidades sedimentarias presentes en la sub-cuenca del Tocuyo entre el alto de Esperanza y Yaracuybare pertenecientes a la Cuenca de Agua Salada, Falcón Oriental. Modificado de Monsalve (2019).

En el TOC-1S se obtuvieron durante la campaña de perforación inicial secciones con núcleos entre las profundidades que van desde los 2.247' a 7.860', correspondiente con un 83% de recuperación total de núcleo. La particularidad de este pozo, además de las unidades estratigráficas suprayacentes señaladas, corresponde a la base del mismo, el cual abarca un intervalo de profundidad desde los 7.771' hasta los 7.860', es decir, unos 89' de espesor (27 m) en la base, conformada por rocas ígneas de características litológicas muy distintivas y diferentes a otras unidades litológicas de carácter ígneo estudiadas en otras regiones de la Cuenca de Falcón. Dadas estas particularidades litológicas, la caracterización de las rocas de la base de este pozo ha sido muy disímil en estudios previos, en una etapa inicial fue categorizado como un basamento ígneo-metamórfico generalizado (OLIVARES 1996), en algunos casos han sido clasificadas como rocas sedimentarias, hay autores dentro de esta categoría que la clasifican específicamente como areniscas y conglomerados líticos derivados de rocas basálticas (RODRÍGUEZ 2013), otros autores la definen como un conglomerado constituido casi exclusivamente de fragmentos

centimétricos de clinopiroxenita derivados de la Formación Casupal (URBANI y MENDI 2010, URBANI 2014), mientras que otros investigadores han señalado un origen ígneo, específicamente volcánico, clasificándolas como traquiandesitas y traquibasaltos con base en la interpretación de análisis geoquímicos de muestras del núcleo (BAQUERO 2015), lo que sin lugar a dudas suscita controversias y debates al respecto, razón por lo cual es necesario analizar y dilucidar en detalle su verdadero origen.

Por otro lado, la quebrada Yaracuybare tiene sus cabeceras dentro de la Formación Capadare y genera un valle profundo que expone una ventana geológica donde afloran las rocas infayacentes y más antiguas de la Formación Cerro Misión y de la Formación Casupal, ambas en contacto de falla normal entre sí. Por encima de ambas, yace discordantemente la Formación Capadare como una extensa cobertura subhorizontal. Dentro de esta quebrada se encuentran cuatro diques que intrusionaron a la lutita de la Formación Cerro Misión los cuales fueron reconocidos originalmente por NATERA (1957), y luego fueron reportados por GONZÁLEZ

(1979) y CAMACHO y MIJARES (1989) quienes los clasifican como andesita. Posteriormente FOURNIER *et al.* (2004) y CAMPOSANO *et al.* (2006) los clasificaron como leucobasaltos y URBANI *et al.* (2015) como basaltos alcalinos, posiblemente del tipo hawaiana o mugearita.

METODOLOGÍA

Levantamiento geológico

La investigación se desarrolló en dos etapas. La primera etapa consistió en la revisión de información preliminar existente acerca del pozo y del área de estudio, y posteriormente se realizó la descripción litológica detallada de 111' de la base del núcleo TOC-1S (desde 7.749' a 7.860'), incluyendo rocas ígneas en la base y sedimentarias hacia el tope, y la posterior construcción de la columna litológica de este intervalo, así como de la captación de las muestras para ser caracterizadas por petrografía, bioestratigrafía, mineralogía y geoquímica, fase que se efectuó en los laboratorios de INTEVEP. La segunda etapa consistió en el trabajo de campo, el cual se llevó a cabo en varias zonas de Falcón oriental, donde se visitaron diversas secciones aflorantes por motivos exploratorios para la actualización de la cartografía geológica de la región (Figura 1), entre estas áreas se asistió específicamente a la quebrada de Yaracuybare, para muestrear los diques ígneos intrusados en la Formación Cerro Misión, al igual que a las lutitas calcáreas que circundan a estos cuerpos rocosos (muestras FAYAR 005/007). Estas muestras fueron localizadas mediante mediciones de posicionamiento global ó GPS para su ubicación en el mapa del área, al igual que las rocas intrusivas (Figura 2). La Formación Cerro Misión representa una ventana tectónica en la zona donde aflora esta lutita calcárea rodeando a los cuerpos ígneos, estando esta unidad en clara discordancia y contactos de falla con las formaciones geológicas circundantes por lo que los espesores reales son difíciles de estimar. En la quebrada además de identificar los diques tabulares, se registraron los datos de espesor, orientaciones y buzamientos de los mismos, entre otros datos geológicos de interés.

Levantamiento geofísico

Se realizó un levantamiento geofísico de toda el área de Falcón oriental a través de 881 estaciones gravimétricas y magnéticas para obtener tanto las anomalías de Bouguer que reflejan el contraste lateral de densidad de los cuerpos presentes bajo el subsuelo o nivel de referencia así como la intensidad

magnética total, generándose posteriormente un mapa gravimétrico y magnético actualizado de la cuenca. La anomalía de Bouguer viene dada según la ecuación:

$$AB = g_{obs} - g_t - g_{atm} + g_h + g_c + ct \quad (1)$$

Donde g_{obs} es la gravedad observada, g_t es la gravedad teórica, g_{atm} es la corrección atmosférica, g_h es la corrección de aire libre o altura, g_c es la corrección de Bouguer y ct es la corrección topográfica. Este cálculo se realizó para cada una de las estaciones gravimétricas y luego se efectuó el proceso de interpolación para obtener el mallado o grilla que abarcó el área de estudio. Los detalles para realizar las distintas correcciones de la ecuación (1) pueden ser consultados en LI y GOTZE (2001). Se utilizaron para las mediciones en campo gravímetros marca SCINTREX modelo AUTOGRAPH CG-5 de alta resolución. Por otra parte la anomalía magnética viene determinada por la ecuación:

$$IMT = CM_{obs} - IGRF - C_{corr\ diurna} \quad (2)$$

Donde IMT es la intensidad magnética total, CM_{obs} es la lectura magnética dada por el magnetómetro, IGRF es el campo geomagnético de referencia internacional y $C_{corr\ diurna}$ es la corrección diurna dada por la estación base. Los detalles para realizar las correcciones de la ecuación (2) pueden ser consultados en BLAKELY (1995). Se utilizaron para las mediciones del campo magnético magnetómetros marca GEOMETRICS modelo G859 (magnetómetros de vapor de Cesio).

Petrografía

La caracterización petrográfica consistió en la observación y análisis de 12 secciones finas, utilizando un microscopio petrográfico marca ZEISS modelo AXIOSKOP 40, provisto de una cámara para fotomicrografías. La cuantificación de los minerales se realizó por análisis modal. Las secciones finas distribuidas a todo lo largo de la base del TOC-1S corresponden a las profundidades: 7.771' 06", 7.772' 08", 7.776' 10", 7.777' 07", 7.790' 08", 7.828' 02", 7.830' 04", 7.840' 09", 7.845' 09", 7.857' 02", 7.859' 01" y la sección 17FA YAR 003A perteneciente a un dique intrusivo de Yaracuybare. En la Tabla 1 se muestra la composición modal para rocas hialoclastíticas y su clasificación de acuerdo al esquema propuesto por McPHIE *et al.* (1993), el cual fue empleado para clasificar a las rocas de este estudio.

Tabla 1. Clasificación general de rocas hialoclastíticas de acuerdo al esquema de McPHIE *et al.* (1993).

TAMAÑO DE GRANO (mm)	ROCA HIALOCLÁSTICA
<1/16	Hialoclastita fina
1/16 - 2	Arenisca hialoclastítica
2 - 4	Hialoclastita granular
4 - 64	Brecha hialoclastítica
> 64	Brecha hialoclastítica gruesa

Difracción de Rayos X (DRX)

Se realizó el estudio de 15 muestras mediante análisis de roca total por DRX, utilizando un difractómetro PHILIPS PW 3710, provisto de un ánodo de cobre y manejado mediante el paquete informático de PANalytical que comprende el software Data Collector para la adquisición de datos y software HighScore Plus para el procesamiento de los difractogramas.

Bioestratigrafía

Se analizaron 21 muestras entre la zona de contacto de la base del TOC-1S y las rocas sedimentarias suprayacentes, así como 11 muestras de la Formación Cerro Misión que aflora en la quebrada Yaracuybare, muy próxima a los diques ígneos. Todas estas muestras se analizaron por las especialidades de foraminíferos (bénicos y plácticos) y nanoplanton calcáreo usando un microscopio binocular marca ZEISS, modelo AXIOPHAN 2 de luz polarizada. En foraminíferos la identificación se realizó en muestras lavadas y secciones finas y en nanoplanton fue en láminas delgadas mediante barridos y conteos semi-cuantitativos de todos los especímenes observados.

La determinación de edades reportadas por foraminíferos plácticos se realizó siguiendo las zonaciones de BLOW (1969), BOLLI y SAUNDERS (1985) y BERGGREEN *et al.* (1995), mientras que para los foraminíferos bénicos se utilizaron los rangos de edad conocidos y compilados por MELLO E SOUSA *et al.* (2003), BOUDAGHER-FADEL (2008), BOUDAGHER-FADEL *et al.* (2010). Las zonaciones utilizadas en las interpretaciones de edad para nanofósiles son las de MARTINI (1971) y las modificadas por PERCH-NIELSEN (1985) para el Neógeno y la última revisión de GRADSTEIN *et al.* (2020).

Análisis químicos

En los laboratorios de INTEVEP se efectuaron los análisis químicos de 13 muestras de roca (obtenidas para petrografía) por la técnica de fluorescencia de rayos X por energía dispersiva (FRX-ED) utilizando un equipo portátil marca NITON XL3t

700, donde se determinaron las concentraciones de los siguientes elementos minoritarios y trazas: Ti, Rb, Sr, Zr, Ba, Cr y V en partes por millón (ppm). Para el análisis de estas muestras, fueron trituradas, pulverizadas y homogeneizadas manualmente en un mortero de ágata para obtener un material muy fino del cual se separó una pequeña fracción de cada muestra (unos 15 gramos), colocándose posteriormente en un portamuestras de plástico que consta de dos cilindros de diferentes diámetros; el cilindro de diámetro menor es introducido dentro del cilindro de diámetro mayor, colocando entre ambos una película maylar de 0,02 μ de espesor, que impide el contacto del polvo con el detector del equipo a la vez que protege la muestra de una posible contaminación.

RESULTADOS

Descripción litológica del núcleo y de campo

En el TOC-1S fueron descritos en la base 89' (27 m) de rocas volcánicas de color verde oliva con tonalidades claras y oscuras y gris oscuro (Figura 5) donde se aprecian claramente clastos milimétricos y centimétricos subredondeados a subangulosos que fueron definidos macroscópicamente como piroxenos y olivinos, estos clastos presentan diámetros que van desde 1 mm hasta alcanzar incluso los 51 mm, la heterogeneidad en tamaños es bastante amplia, estos clastos están soportados entre sí por una matriz de color blanco y verde claro no identificable a nivel macroscópico, algunos presentan contactos cóncavos-convexos confiriéndole a la roca un aspecto de brecha volcánica (Figura 6), lo cual ha sido necesario caracterizar petrográficamente. En el arreglo interno de algunos intervalos se presentan paquetes internos donde se destaca una cierta gradación en los tamaños de estos clastos. En el núcleo es igualmente apreciable un intervalo con láminas de menos de 1 cm de espesor, entre las profundidades 7.836' y 7.841', constituidos por fragmentos de tamaño muy fino a tamaño medio, de color verde oliva de posibles piroxenos, con presencia de grietas llenas de un material de color blanco sin diferenciar, al igual que un intervalo laminado ubicado aproximadamente a la profundidad de 7.830' de color gris oscuro.

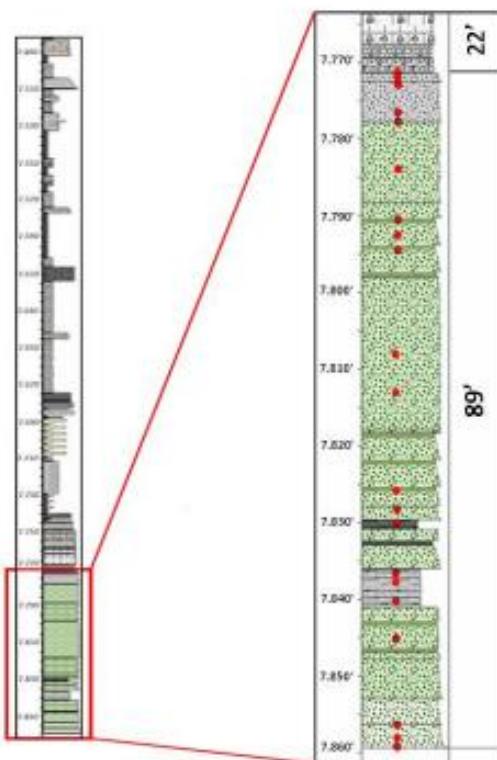


Figura 5. Columna litológica de la base del TOC-1S. Los círculos en color rojo corresponden a las muestras captadas para los diversos análisis petrográficos, mineralógicos, bioestratigráficos y geoquímicos.

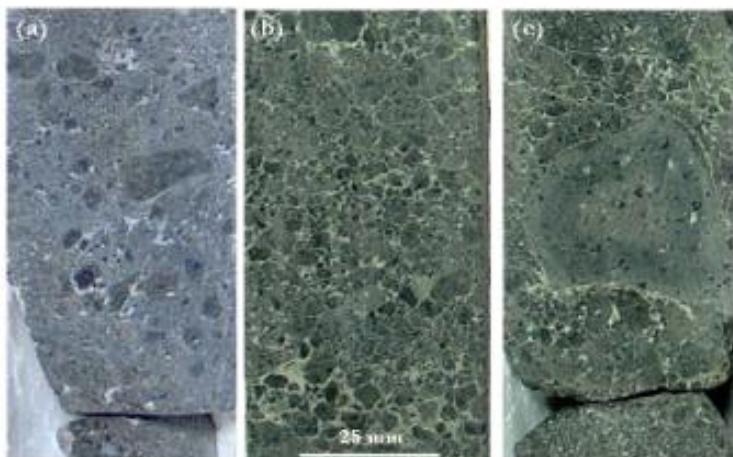


Figura 6. Imágenes del núcleo TOC-1S en los intervalos de profundidad: 7.777' 7" (a), 7.854' 10" (b) y 7.856' 9" (c), en los cuales se refleja su aspecto de brecha volcánica a nivel macroscópico, así como el tamaño, forma, disposición, arreglo y la fina matriz de color verde claro y blanco que soporta a los clastos. En la imagen (c) se destaca un fragmento de gran tamaño (51 mm de diámetro).

Estas rocas volcánicas se encuentran en contacto suprayacente con una caliza de color gris claro con parches de colores blancos. Esta caliza de textura packstone, está conformada por fragmentos de conchas de bivalvos de tamaño 1 cm, macroforaminíferos y algas rojas, ubicándose la zona de contacto entre estos dos tipos de roca a la profundidad 7.771' 8" (Figura 7). El espesor descrito de las calizas suprayacentes a

esta zona de contacto fue de 22', entre las cuales se presentan calizas arenosas de grano fino de color gris de buen escogimiento con fragmentos de bivalvos de 2 mm de largo en todo el intervalo. Se tiene una caliza de textura rudstone dentro del espesor indicado, mostrando restos de corales con estructuras fungiformes en la base (porites de 0,5 cm de diámetro) hasta estructuras de mayor tamaño de 2,5 cm, siendo

masivas hacia el tope. Varias de estas calizas presentan además abundantes estilolitos.

En el trabajo de geología de superficie efectuado por INTEVEP en la zona de Falcón oriental se aprecia en el cauce de la quebrada Yaracuybare un grupo de cuatro diques igneos intrusivos tabulares de basalto de espesores métricos separados entre sí, que intrusionan a las lutitas de color negro circundantes de la Formación Cerro Misión. Una de estas intrusiones produjo leves efectos de contacto (una cloritización de ambas

rocas, lutitas, limolitas y basaltos) con la lutitas de esta unidad estratigráfica adosada al basalto, apreciable en aproximadamente 15 cm, la cual presenta un aspecto astilloso. Las orientaciones en azimut y buzamiento al igual que los espesores medidos de estos diques basálticos son los siguientes: Dique 1: 140/90 con espesor de 1,01 m; Dique 2: 155/82 con espesor de 0,66 m; Dique 3: 142/70 con espesor de 1,05 m y el Dique 4: 345/80, que presenta el mayor espesor de los cuatro cuerpos, 2,6 m (Figura 8).

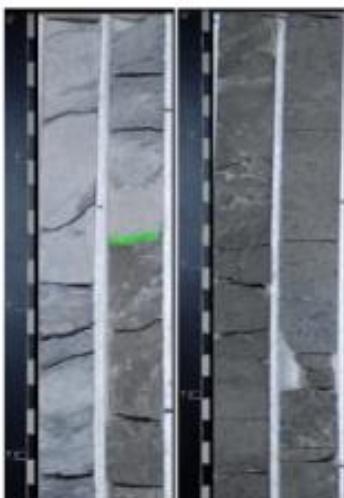


Figura 7. Foto de la base del núcleo del TOC-1S donde se aprecia justo el contacto a 7.771' 8" (en color verde) entre la roca volcánica infrayacente y la caliza gris claro suprayacente.



Figura 8. Diques de basalto de la quebrada Yaracuybare. (a) Dique 1 localizado en el cauce aguas abajo de la quebrada. (b) Dique 2 en una vista aguas arriba, es el que presenta menor espesor de los cuatro. (c) Detalle del Dique 2 donde se aprecia el contacto (en color amarillo) con la lutita de la Formación Cerro Misión, la cual se encuentra adosada al basalto en ambos lados, la cual ha sufrido efectos termales y se presenta muy removida debido a su fragilidad. (d) Dique 4, el de mayor extensión y espesor de los cuatro (2,6 m).

Caracterización petrográfica y mineralógica

Las rocas de la base del TOC-1S en concordancia a estos nuevos estudios efectuados, corresponden a rocas volcánicas denominadas hialoclastitas. El término hialoclastitas fue introducido por primera vez por RITTMAN (1962). Estas son rocas generadas por procesos volcánicos primarios de carácter efusivo y no explosivo, que provoca la fragmentación de la roca por un proceso autoclástico debido al fracturamiento causado por el enfriamiento rápido del magma caliente o por fragmentación del flujo (autobrechas) debido al contacto repentino con el agua y/o sedimentos saturados en agua de acuerdo a BOGGS (1992). El contacto intempestivo entre el cuerpo de magma caliente y el sedimento o agua fría y el movimiento y emplazamiento continuo de la lava viscosa establece la formación de fracturas de contracción debido al esfuerzo termal anisotrópico y la posterior propagación e interacción de fracturas de segundo y tercer orden que generan brechas de clastos vidriosos, en bloque y astillados con superficies planares y curviplanares (CAS y WRIGHT 1987, GIFFKINS 2001).

La sección basal perforada del pozo TOC-1S, consta de una parte inferior (incompleta) de hialoclastitas basálticas con unos 42' de espesor, seguida por una sección aproximada de unos 5' de espesor donde intervalos desde 1' 2" hasta 3' de lava basáltica se intercalan con intervalos de hialoclastitas. Sigue hacia el tope otra secuencia de hialoclastitas de grano fino y grueso con un espesor de unos 41', que termina con un espesor de 1' de una roca híbrida que contiene fragmentos de fósiles, caliza y lava cementados por microesparita, denominada peperita.

El término peperita es usado en un sentido genético a rocas esencialmente formadas también *in situ* por la desintegración de un magma de cualquier composición que intrusionó someramente y se mezcla de forma compleja con un amplio rango de sedimentos no consolidados o pobemente consolidados, típicamente sedimentos húmedos, también se refiere a mezclas similares generadas por los mismos procesos que operan en los contactos con las lavas y otros tipos de depósitos volcánicos calientes con tales sedimentos. El término "peperino" fue introducido por SCROPE (1827) para caracterizar rocas elásticas que comprenden mezclas de calizas y basaltos con aspecto parecido a la pimienta molida, descritas originalmente en la región de Limagne d'Auvergne en Francia

central, siendo la localidad tipo de las "peperitas" (SKILLING *et al.* 2002).

Por encima de la peperita descrita en el TOC-1S se encuentra una secuencia de calizas blanco-grisáceas, que no fue descrita petrográficamente en este trabajo. La Tabla 2 muestra la secuencia estratigráfica hallada, desde la base al tope de la secuencia de este pozo analizado.

Es de notarse que a nivel de los núcleos recuperados en este pozo no se hallan fragmentos mayores de 64 mm de diámetro, teniendo los mayores tamaños máximos de 2", es decir, 51 mm, y en sección fina los fragmentos con diámetros <1/16 mm son minoritarios, teniendo los más grandes diámetros máximos 12 mm. La aplicación del esquema de McPHIE *et al.* (1993) es difícil en estas rocas, pues la variación en tamaño de grano sobrepasa los límites sugeridos por los autores, de manera que es algo aproximada y se ha basado en la moda. La clasificación obtenida para cada una de las secciones finas analizadas puede ser observada en la Tabla 3. Por supuesto, en los núcleos son más abundantes las brechas hialoclasticas que las areniscas hialoclasticas, atendiendo a que esas rocas con fragmentos tan grandes no son las más adecuadas para la elaboración de secciones finas, pues como se dijo anteriormente, muchos fragmentos alcanzan diámetros de hasta 51 mm.

Se describirán a continuación detalladamente las rocas volcánicas estudiadas, que comprenden: hialoclastitas finas, areniscas hialoclasticas, hialoclastitas granulares y brechas hialoclasticas, además de un intervalo de lava basáltica y la roca híbrida con fragmentos de fósiles o peperita que se halla en el tope de la secuencia en contacto con la caliza suprayacente. Todas estas rocas han sufrido diagénesis y profunda alteración, quedando solo algunas muestras con cristales remanentes de olivino y clinopiroxeno, pero en general los máficos están saponitizados y/o cloritizados y/o carbonatizados, y la plagioclasa está invariablemente carbonatizada, pero a veces también parcialmente saponitizada o analcimizada, y el vidrio está totalmente desvitrificado a clorita y/o palagonita con algunos parches de analcima. Es notable la secuencia de cementación de los fragmentos en las hialoclastitas de grano grueso, que comprende un recubrimiento parcial de saponita fibrosa y radial alrededor de los fragmentos de lava y vidrio, seguido por carbonato microespáctico de color parduzco, analcima y finalmente, en el centro de los poros más grandes, esparita incolora.

Tabla 2. Secuencia estratigráfica y de alteración de las rocas volcánicas del TOC-1S

TOC-1S Sección #	Litología	Secuencia de cementación	Alteración del vidrio máfico	Alteración de los cristales		Relleno de amigdalas
				Máficos	Plag.	
7.771'06"	Peperita fosilífera	acm+mcesp+sap	pal o sap	sap	cbn	chl+sap
7.772'08"	Hialoclastita gruesa	acm+cbn	pal	sap+cbn	acm+cbn	chl+sap
7.776'10"	Hialoclastita gruesa	acm-mcesp	mcesp	sap	cbn	chl+sap
7.777'07"	Hialoclastita gruesa	acm-mcesp	mcesp	sap	cbn	chl+sap
7.790'08"	Hialoclastita fina	sap-mcesp-acm-esp	chl	sap	cbn	-----
7.828'02"	Lava basáltica	sap*-acm-cbn	pal	sap + cbn	sap+cbn	mcesp+chl+sap
7.830'04"	Hialoclastita fina	sap-acm	chl o sap	sap	acm+cbn	-----
7.840'09"	Hialoclastita fina	sap-acm	chl o sap	sap	acm+cbn	-----
7.845'09"	Hialoclastita gruesa	sap-acm	chl o pal	sap + cbn	acm+cbn	chl+sap, o acm
7.857'02"	Hialoclastita gruesa	sap-acm	chl	sap + cbn	acm+cbn	chl + sap
7.859'01"	Hialoclastita gruesa	sap-mcesp-acm-esp	chl + acm	sap + cbn	cbn	cbn o sap

*: La saponita en las fisuras de la lava puede ser esferulítica y nuclea sobre granos de óxidos de Fe y también puede ser radial; cuando está como relleno de amigdalas es fibroso-radiada.

Abreviaturas: sap: saponita; mcesp: microesparita ferruginosa; acm: analcima; esp: esparita; chl: clorita; cbn: carbonato; Plg: plagioclasa; pal: palagonita.

Tabla 3. Clasificación de las rocas hialoclastíticas del pozo TOC-1S de acuerdo al esquema de McPHIE et al. (1993).

TOC-1S Sección #	% Modal de Fragmentos			Rango de Tamaño de Grano (mm)	Moda (mm)	% Total de Cemento	Clasificación Granulométrica
	vidrio	lava	xls				
7.772'08"	58	23	5	<1/16 – 4	0,2	14	Arenisca hialoclastítica
7.776'10"	50	13	5	<1/16 – 4	0,6	32	Arenisca hialoclastítica
7.777'07"	49	18	---	<1/16 – 1	0,8	33	Arenisca hialoclastítica
7.790'08"	80	2	tz	<1/16 - 1	0,6	18	Arenisca hialoclastítica
7.830'04"	75	6	4	<1/16 – 1	0,3	25	Hialoclastita fina
7.840'09"	72	4	2	<1/16 – 0,7	0,2	22	Hialoclastita fina
7.845'09"	40	36	---	2 -12	10	24	Brecha hialoclastítica
7.857'02"	37	32	---	0,15 - 7	3	31	Hialoclastita granular
7.859'01"	44	22	6	0,2 - 6	1,2	28	Arenisca hialoclastítica

1-. Hialoclastitas basálticas

Son rocas máficas fragmentarias, originalmente vitreas, pero ahora totalmente desvitrificadas y en parte recristalizadas, que contienen xenolitos o fragmentos líticos de basalto olivínico. Se formaron por inyecciones de magma máfico muy caliente y fluido en sedimentos carbonáticos no-consolidados saturados en agua, lo que causó una rápida solidificación del magma basáltico y la fragmentación del vidrio máfico. Constan de fragmentos angulosos de vidrio máfico desvitrificado y

parcialmente recristalizado con microlitos de plagioclasa, y xenolitos de lavas basálticas redondeados, algo oxidados en los bordes, con texturas hialopíticas, amigdaloides, traquíáticas y porfídicas, con tamaño de grano promedio entre 0,2-1,2 mm en sección fina, pero que puede alcanzar un máximo de 51 mm en los núcleos. La alteración sufrida y la cementación diagenética han producido la secuencia compleja de eventos que se muestra en las láminas siguientes. Se describirán en orden de tamaño de grano ascendente.

A) Hialoclastitas finas:

Son rocas vítreas muy alteradas de grano fino, que se intercalan en varios niveles con areniscas hialoclásticas y brechas hialoclásticas. A veces se muestran laminadas, pero en la mayoría son masivas. Constan mayormente de fragmentos de vidrio saponitizado, algunos fragmentos basálticos milimétricos y escasos cristales maficos y de plagioclasa en una matriz palagonitzada, algo oxidada, con un cemento de analcima y carbonato. A continuación, se describen dos láminas de esta litología:

Sección fina # 7.840'09": Roca laminada, de grano fino de aspecto tobáceo, pero es una hialoclastita de grano fino

formada por menudos fragmentos vitreos, algunos cristales maficos y de plagioclasa aislados embebidos en una matriz palagonitzada, algo oxidada, todos cementados por analcima y carbonato. La carbonatización es muy fuerte en este tipo litológico, como se observa en la Figura 9, la laminación corre casi horizontal en la figura y se observa que la parte inferior es de un grano algo más grueso que la superior.

Sección fina # 7.830'04": Similar a la anterior, pero sin laminación y con cierta proporción de xenolitos de basalto alterados. Mayor proporción de cemento de analcima con algo de saponita, y poca palagonita en la matriz, los fragmentos de lava y vidrio están cloritizados (Figura 10).

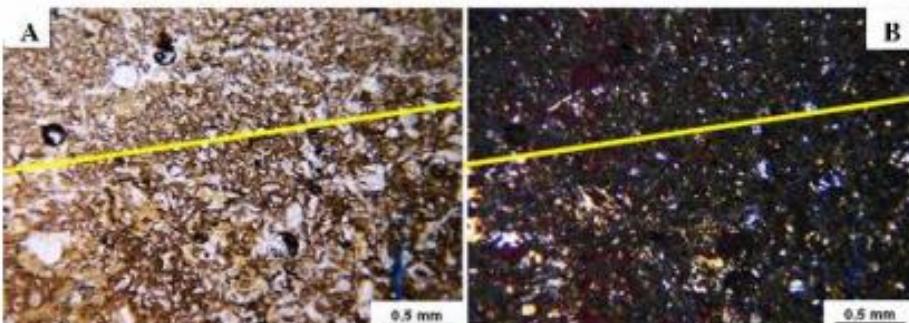


Figura 9. Sección # 7.840'09". Hialoclastita de grano fino, laminada. A) Níoles paralelos (NP). Numerosos fragmentos angulares de vidrio y algunos cristales maficos cloritizados, en un cemento de palagonita marrón y analcima. La roca muestra una laminación (sindicada por la línea amarilla), siendo la parte superior de la sección de grano algo más fino que la inferior. B) Misma anterior, con níoles cruzados (NX). La matriz palagonitzada y cloritizada se muestra isotrópica, al igual que el cemento de analcima.

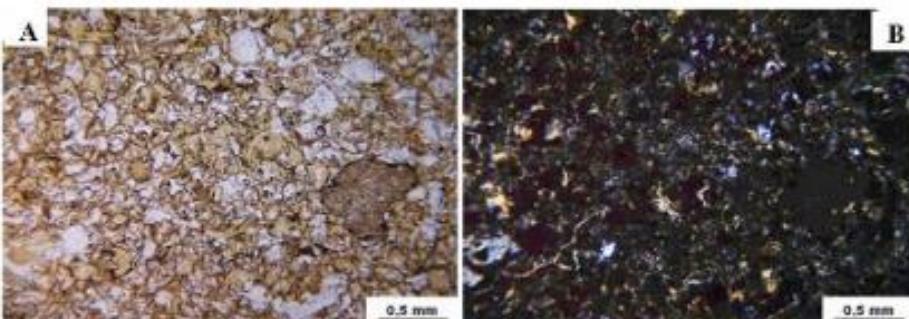


Figura 10. Sección # 7.830'04". Hialoclastita de grano fino. A) NP. Numerosos fragmentos angulares de vidrio, algunos cristales maficos cloritizados y escasos fragmentos de basalto palagonitzado, en un cemento mayormente de analcima, con algo de saponita. B) Misma anterior, NX. Nótese los escasos fragmentos carbonatizados, la matriz palagonitzada y cloritizada, y el cemento de analcima, todos isotrópicos.

B) Areniscas hialoclásticas:

Son rocas maficas fragmentarias, originalmente vítreas, pero ahora totalmente desvitrificadas y en parte recristalizadas, que contienen xenolitos o fragmentos líticos de basalto olivínico y escasos cristales maficos sueltos, generalmente saponitizados. Constan de fragmentos angulosos de vidrio mafico desvitrificado y alterado, y xenolitos de lavas basálticas redondeados, algo oxidados en los bordes, con texturas hialopáticas, amigdaloides, traquíticas y porfídicas, con tamaño

de grano promedio entre 0,2-1,2 mm en sección fina, pero que puede alcanzar un máximo de 6 mm. La alteración sufrida y la cementación diagenética han producido la secuencia compleja de eventos que se muestra en las láminas siguientes.

Sección fina # 7.790'08": Arenisca hialoclástica, con mucho cemento de analcima y carbonato espáctico. En esta roca los fragmentos desvitrificados están principalmente cloritizados, pero han desarrollado microlitos de plagioclasa, los cuales fueron carbonatizados. Un fragmento de cristal mafico

saponizado se observa en el extremo inferior-derecho de la Figura 11 A. Se observan algunos cristales sueltos saponizados y en parte, analcimizados. El carbonato espáctico en el cemento muestra formas angulosas, pues rellena espacios porosos entre fragmentos vitreos angulosos (Figura 11 A). Se nota el aspecto anguloso del cemento espáctico, la isotropía de la analcima y la clorita, y un único cristal máfico saponizado y analcimizado en la Figura 11 B.

Sección fina # 7.859'01": Arenisca haloclástica. En las Figuras 12 A, B se observan fragmentos desvitrificados, con finos bordes ferruginosos oxidados, alterados a clorita pseudoisotrópica, con formación de microlitos de plagioclasa. Abajo a la derecha se halla un microxenolito de basalto porfídico de 2 mm de diámetro, con fenocristales euhedrales de posible olivino y clinopiroxeno saponizados y algo carbonatizados en una matriz halopítica cloritizada donde persisten microlitos de plagioclasa carbonatizados. En las Figuras 12 C, D se observan varios fragmentos muy angulosos desvitrificados con amigdalas llenas de saponita fibroso-radial, carbonato espáctico o analcima. En su centro hay un poto grande que muestra una invaginación que refleja claramente la compleja secuencia de relleno y cementación de esta roca, que desde los bordes al centro de los poros, es la siguiente: 1.) Bordes discontinuos de saponita radial verdosa alrededor de fragmentos lávicos o vitreos parcialmente oxidados; 2.) Microesparita parduzca (posiblemente ankerítica o siderítica), que rellena la periferia de los poros; 3.) Analcima masiva hacia las zonas centrales de los poros más grandes; y 4.) En el centro de los poros, esparita, siendo estas dos últimas incoloras, en forma de invaginaciones (Figuras 12 C, D).

En los poros más estrechos se observa una textura "en peine" de cristales entrecruzados de microesparita, con poca o nula presencia de analcima o esparita. En ambas vistas, y solamente en los bordes de los microxenolitos basálticos, se observan embajamientos llenos de un material marrón oscuro, posiblemente celadonítico, rico en Fe, ahora oxidado, tal como se evidencia en las Figuras 12 A, C.

Sección fina # 7.777'07": Arenisca haloclástica, con mucho cemento de analcima y fuertemente carbonatizada. Se observan amigdalas de analcima con el centro de carbonato espáctico de aspecto sucio o de saponita verdosa, rodeadas de saponita y óxido de Fe, con aspecto de pequeñas geodas concéntricas. Los fragmentos de lava están fuertemente alterados a un material carbonático parduzco, posiblemente siderítico-anquerítico también presente como cemento (Figura 13). Dentro de ellos los máficos están cloritzados y la plagioclasa carbonatizada o alterada a analcima.

Sección fina # 7.776'10": Arenisca haloclástica similar a la anterior, con mucho menos cemento de analcima y muy carbonatizada y palagonitizada. En esta sección se observa un fragmento milimétrico de lava basáltica con microlitos de plagioclasa carbonatizados y amigdalas llenas de saponita (Figura 14). La matriz es rica en fragmentos vitreos cloritzados y palagonita, pero se observa escasa analcima y carbonato marronuzco, posiblemente siderítico-anquerítico.

Sección fina # 7.772'08": Roca con fragmentos de tamaños diversos, predomina una matriz de fragmentos finos desvitrificados y palagonitizados de 0,1-0,3 mm de diámetro, cementada por analcima, pero también hay xenolitos basálticos gruesos incluso centímetros con fenocristal de olivino alterado a saponita, carbonato y analcima, y matriz vitrea palagonitizada con textura halopítica (Figura 15 A). De igual forma se aprecia fragmento de lava glomeroporfídica y amigdaloide, con plagioclasa alterada a carbonato y analcima. Notable la alteración a carbonato y analcima de la plagioclasa, y la alteración de los máficos a saponita y analcima. Un xenolito basáltico contiene amigdalas llenas de arcillas esmectíticas, donde se observa un doble relleno: uno externo de saponita verde claro, y uno interno, radial, más oscuro (marronuzco) de posible celadonita intercalado con analcima (Figura 15 C).

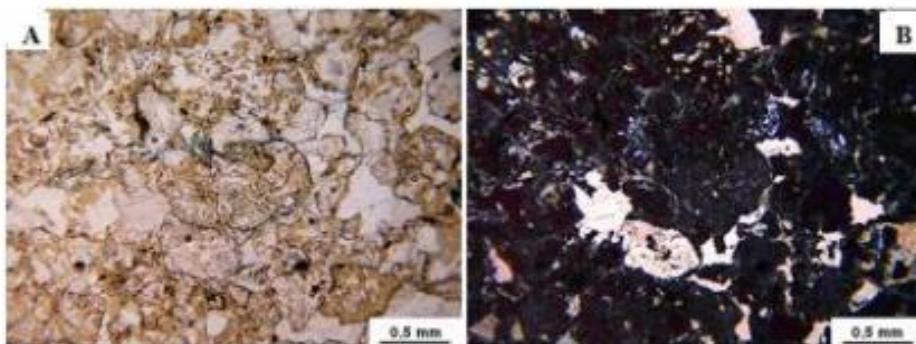


Figura 11. Sección # 7.790'08". Arenisca haloclástica. A) NP. Panorama general de la roca, mostrando numerosos fragmentos angulares de vidrio cloritzado, donde algunos han desarrollado microlitos de plagioclasa, otros están saponizados. El cemento es mayormente de analcima, pero abunda el cemento espáctico, que adquiere formas angulosas, pues rellena espacios entre fragmentos igualmente angulosos. B) Misma anterior, NX.

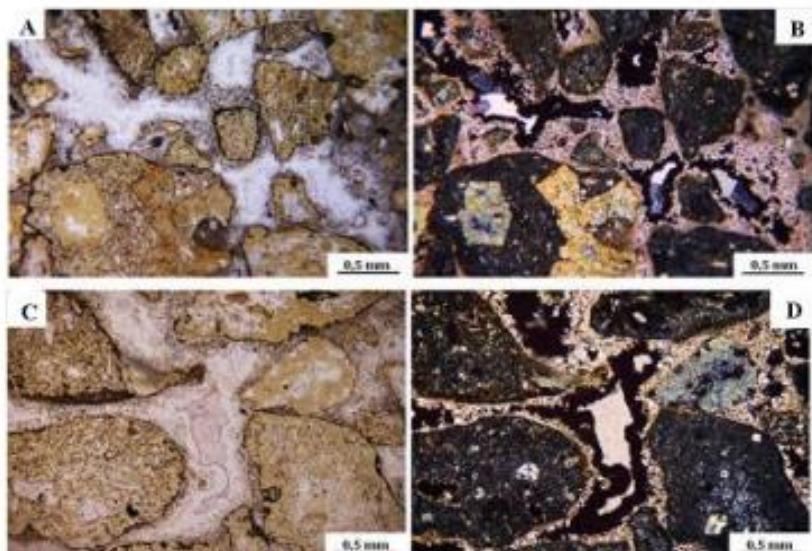


Figura 12. Sección # 7.859'01". Arenisca hialoclástica. A) Nícoles paralelos (NP). Fragmentos vitreos cloritizados con desarrollo de microlitos de plagioclasa, algo alterados a analcima, y xenolitos de basalto porfídico con fenocristales máficos saponitzados. B) Misma anterior, con nícoles cruzados, NX. Se observa la matriz vitrea alterada a clorita pseudoisotrópica, la saponitzación de los fenocristales máficos en el basalto y la secuencia de cementación antes descrita, con analcima isotrópica. C) Otra vista de la misma lámina, NP. Fragmentos vitreos cloritizados o analcimizados (derecha) y xenolitos basálticos cloritizados con amigdalas llenas de saponita fibroso-radial, carbonato o analcima (izquierda). D) Misma anterior, NX. Intraginación entre varios fragmentos mostrando la secuencia de cementación saponita-micresparita-analcima-esparita. En los poros más estrechos la micresparita tiene textura "en peine" y no hay desarrollo de analcima y esparita.

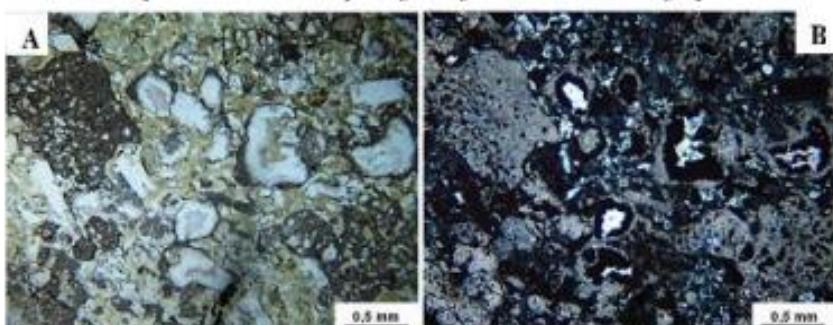


Figura 13. Sección # 7.777'07". Arenisca hialoclástica carbonatizada. A) NP. Abundante cemento de analcima, formando pequeñas geodas con el centro de carbonato espáctico de aspecto suizo o saponita. B) Fragmentos vitreos saponitzados y de lava afírica alterados a un material carbonático marronuzco (zsiderita o amquerita?) que remplaza la matriz vitrea.

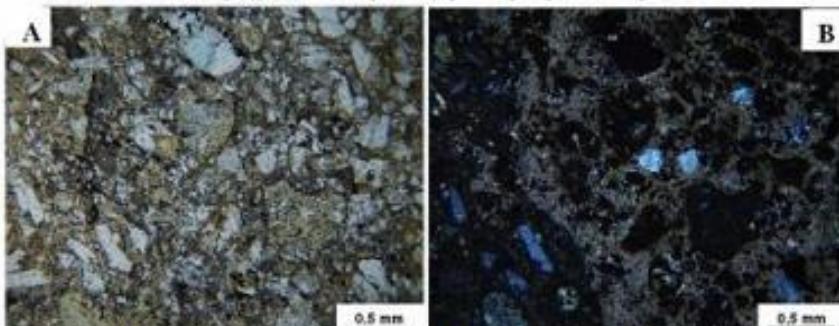


Figura 14. Sección # 7.776'10". Arenisca hialoclástica carbonatizada. A) NP. A la izquierda fragmento milimétrico de basalto con microlitos de plagioclasa carbonatizados y amigdalas llenas de saponita; B) a la derecha la matriz de la roca, rica en fragmentos vitreos cloritizados en un cemento de carbonato marronuzco, con espato y analcima.

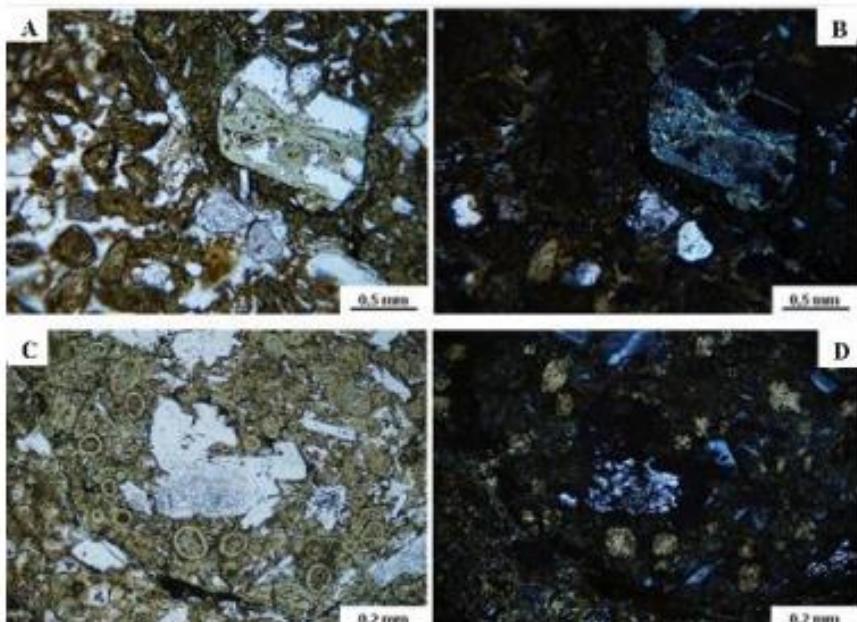


Figura 15. Sección # 7.772'08". Arenisca bialoedística. A) NP. A la derecha, parte de un xenolito centímetro de basalto porfídico con fenocristal de olívino alterado a saponita, carbonato y analcima, y matriz rítrea palagonitzada con textura bialopítica. A la izquierda, matriz fina de pequeños fragmentos rítreos palagonitzados, cementados por abundante analcima y algo de carbonato espáctico. B) Misma anterior, NX. C) Fragmento de lava glomeroporfidica y amigdaloidé, con plagioclasa alterada a carbonato y analcima. Las numerosas amigdalas muestran un borde externo saponítico y una zona interna fibroso-radial, más oscura, de posible celadonita intercalada con analcima. D) Misma anterior, NX.

C) Hialoclastita granular

Sección fina # 7.857'02": Se observan xenolitos basálticos de hasta 15 mm de diámetro con texturas porfídica, amigdaloidé y hialopítica, pero la mayoría de los fragmentos está en el rango de tamaño entre 2 - 4 mm. En algunos fragmentos basálticos persisten remanentes de clinopiroxeno (Figura 16 A) tipo augita dentro de fenocristales saponitizados del mismo mineral, mostrando un clivaje longitudinal con marcado clivaje longitudinal {010}, color de interferencia blanco de 1^{er} orden y extinción oblicua de 40°, rodeados por una matriz cloritizada y analcimizada. (Figuras 16 A, B).

En las Figuras 16 C, D se detalla un xenolito de basalto porfídico y amigdaloidé con fenocristales máficos saponitizados y carbonatizados, con amigdalas llenas de clorita periférica y saponita radial, o carbonato microcristalino. En los poros más grandes de esta roca se ha depositado un cemento de analcima masiva que engloba a pequeños fragmentos desvitrificados y corroidos, y se nota la presencia de un posible menisco, ahora relleno por saponita (Figuras 17 A, B, izq-arriba). A diferencia de casos anteriores, casi no se observa cemento carbonático, aunque la plagioclasa sí está carbonatizada, mientras que el vidrio de la matriz de las lavas está cloritizado y oxidado.

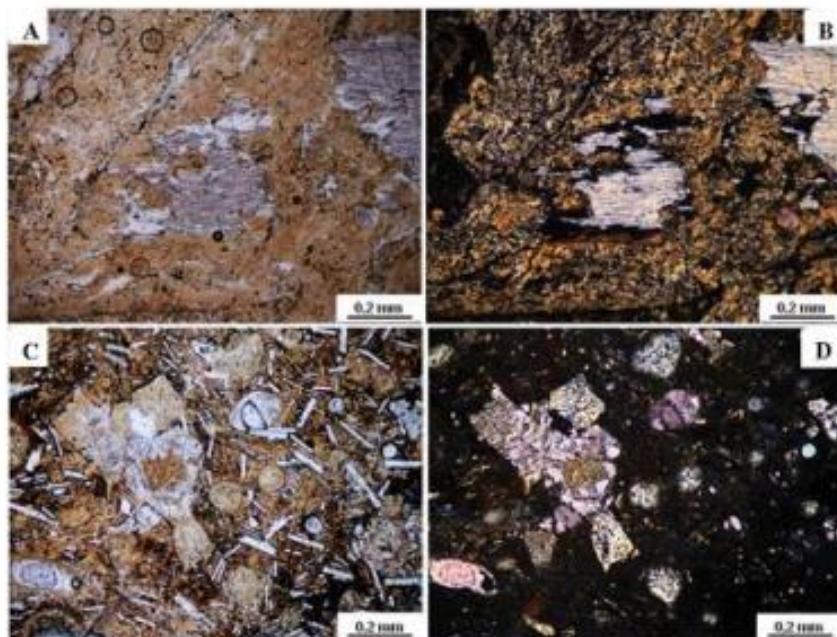


Figura 16. Sección # 7.857'02". Hialoclastita granular. A) NP. Xenolito basáltico con restos de clinopiroceno en el mineral saponitizado, con matriz cloritizada y en parte alterada a analcima. B) Misma anterior, NX. El clinopiroceno es anguloso, C) Xenolito de basalto porfídico, amigdaloidal y hialopítico. D) Misma anterior, NX. Amigdalas llenas de saponita fibroso-radial o calcita, matriz cloritizada, máficos saponitizados y carbonatizados, y plagioclasa carbonatizada.

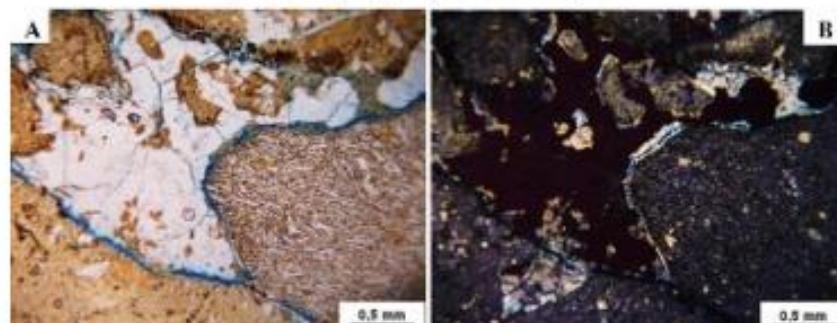


Figura 17. Sección # 7.857'02". Hialoclastita granular. A) Otra vista de la misma lámina, NP. Analcima cementando xenolitos de basalto con texturas porfídica y traquítica, que engloba esquirlas de vidrio saponitizado. Nótese el cemento de saponita radial en el borde del fragmento basáltico. B) Misma anterior, NX. El fenocristal saponitizado de basalto porfídico en matriz cloritizada. Saponita radial en el borde superior del xenolito traquítico y el menisco, saponitizado.

D) Brecha hialoclástica

Sección fina # 7.845'09": Consta de fragmentos vitreos de tamaños que alcanzan 10 mm de largo y fragmentos de lava de unos 2 mm de diámetro. Tiene abundante cemento de analcima masiva. Se observan fragmentos o xenolitos de basalto porfídico con fenocristales máficos saponitzados y matriz palagonítica marrón, con textura hialopítica y microlitos de plagioclasa carbonatizados, rodeados por un borde o cemento discontinuo de saponita verde radial, que se hallan

totalmente rodeados por analcima incolora (Figuras 18 A, B), la cual engloba a su vez pequeñas esquirlas de vidrio cloritzado o palagonitzado. Es notoria la ausencia de cemento carbonático, estando este mineral presente solo como finas vetillas que cortan al cemento de analcima. Otro xenolito basáltico centímetrico en la misma lámina muestra textura glomeroporfídica en la plagioclasa, la cual está totalmente carbonatizada, fenocristales de olivino saponitzados y carbonatizados, algunos opacos oxidados y una matriz palagonitzada de color marrón rojizo (Figuras 18 C, D).

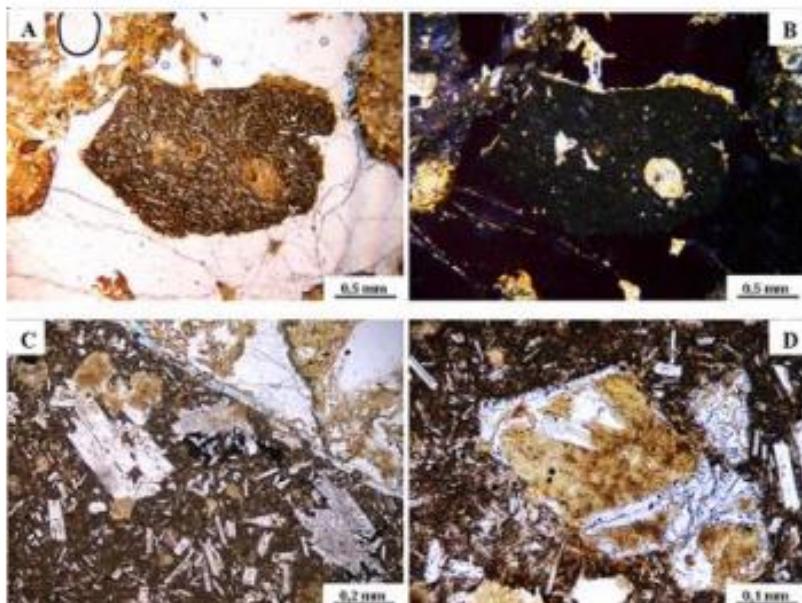


Figura 18. Sección # 7.845'09". Brecha hialoclastítica. A) NP. Detalle de xenólito de basalto porfídico, con fenocristales saponitizados de olivino y matriz palagonítica marrón. B) Mízana anterior, NX. La matriz palagonítica es casi isotrópica, al igual que la analcima, la saponita tiene birrefringencia más elevada, la plagioclasa está carbonatizada. C) Detalle de xenólito de basalto centímetros con textura glomeroporfídica y hialopática, cementado por analcima que engloba esquirlas de vidrio saponitizado. D) NP. Detalle de otro xenólito de basalto porfídico mostrando un pseudomorfo eubedral de olivino, primero saponitizado y luego carbonatizado. Nótese la matriz hialopática con microlitos de plagioclasa afiltrados y vidrio palagonitizado de color marrón.

2-. Lava basáltica porfídica

Sección fina # 7.828'02": Lava basáltica olivínico-clinopiroxénica porfídica que forma un intervalo delgado de aproximadamente 1' 3" de espesor intercalado con brechas hialoclastíticas. Es probable que se trate de un fragmento de almohadilla de lava incluido o embebido en las hialoclastitas mayoritarias, pero es difícil poder establecer esto en los núcleos. Este intervalo de lava/hialoclastita tiene un espesor de unos 3' (1 m), pero no es el único en la sección perforada en este pozo, observándose otros dos delgados intervalos lávicos entre 7.789'02"-7.790'06" (1' 4" de espesor) y 7.829'10"-7.831' (1' 2" de espesor) de los cuales no se dispone de láminas delgadas, solamente haciendo analogía en cuanto a las características macroscópicas apreciadas en la zona donde se extrajo la sección fina descrita. La lava original era un basalto alcalino, pues contenía fenocristales euhedrales de olivino en equilibrio con la roca, que sufrieron una alteración diagenética posterior y no debida a procesos ígneos.

La matriz de esta lava tiene textura hialopática, con vidrio palagonitizado de color marrón y numerosas amigdalas pequeñas llenas de saponita (Figura 19 A). La plagioclasa que se halla en la matriz forma microlitos no-orientados, afiltrados, embebidos en el vidrio palagonitizado y está totalmente carbonatizada (Figuras 19 B, C, D). Los fenocristales en conjunto abarcan un 20% de la roca, son pseudomorfos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa saponitizados y carbonatizados, en proporción aproximada 1:1:2, difícil de establecer debido a su total alteración. Los pseudomorfos más grandes de olivino muestran a veces bandas alternadas de

alteración saponítica y carbonática, como se observa en la Figura 14 B. En general se puede deducir que la alteración de los minerales máficos fue primero saponítica, seguida de una etapa posterior en la que parte de la saponita fue remplazada por carbonato microcristalino, tal como se observa en las Figuras 19 C, D y en las Figuras 20 A-D.

Notable en esta lava tan alterada es la presencia de remanentes no alterados de olivino y clinopiroxeno, dentro de esos mismos minerales saponitizados (Figuras 20 A, B, C). El clinopiroxeno muestra un marcado clivaje longitudinal {010}, un color de interferencia hasta de azul de 2^{do} orden y un ángulo de extinción superior a 35°, tratándose de un clinopiroxeno augítico (Figuras 20 A,B,C); el olivino se muestra fracturado y con color azul celeste de 3^{er} orden (Figuras 20 A, B). Algunos fenocristales de plagioclasa se muestran saponitizados, pero rodeados por un fino borde de carbonato incoloro (Figura 20 D).

La roca a su vez presenta fisuras o microfracturas con espesores milimétricos y formas alargadas llenas por un fino borde periférico discontinuo de saponita a veces con hábito esferulítico, que ha nucleado alrededor de cristales opacos de óxidos de Fe presentes en la lava (Figuras 21 A, B), o también puede presentarse en forma radial en el borde de las fracturas y sobre la lava (Figura 21 C). Las partes centrales de estas fracturas están invariablemente llenas de analcima masiva, a veces cortada por finas vetillas de carbonato o saponita. Algunas fisuras irregulares de menor tamaño están llenas solamente por carbonato espálico que, a veces, exhibe formas euhedrales escalenoédrico-ditriangulares con cristales zonados

concéntricamente, mostrando un núcleo de posible saponita rodeado hasta por tres zonas de crecimiento separadas por

finos bordes oscuros de un material no identificable petrográficamente (Figura 21 D).

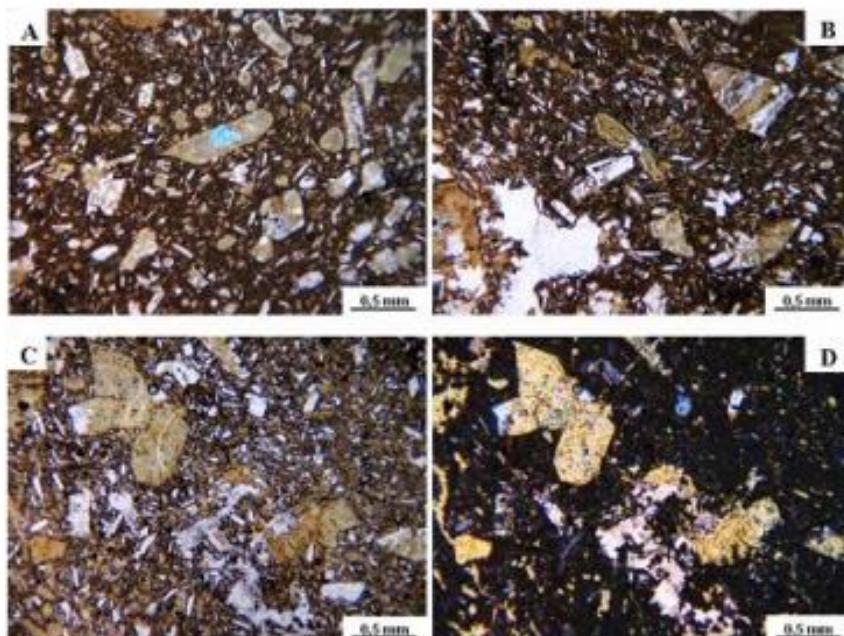


Figura 19. Sección # 7.828'02". Lava basáltica porfídica y amigdaloidal totalmente alterada. A) NP. Panorama general. Se observan fenocristales cuboideos saponitizados y carbonatados de plagioclasa (tabulares), clinoportoceno (prismáticos) y olivino (rómbicos) embreados, en una matriz palagonítica marrón, con textura bialopítica. B) NP. Otra vista de la misma lámina, mostrando una fisura rellena de analcima y varios fenocristales maficos alterados; el cristal de olivino en la parte superior-derecha muestra una alteración en bandas alternadas de saponita y carbonato; C) Detalle de varios fenocristales saponitizados de olivino y clinoportoceno, algunos cristales de plagioclasa están carbonatados y en parte saponitizados, todos ellos en una matriz bialopítica palagonitzada, de color marrón rojizo. D) Misma anterior, NX. Nátese la birrefringencia moderada de la saponita en los pseudomorfos de los cristales maficos y la carbonatización de la plagioclasa.

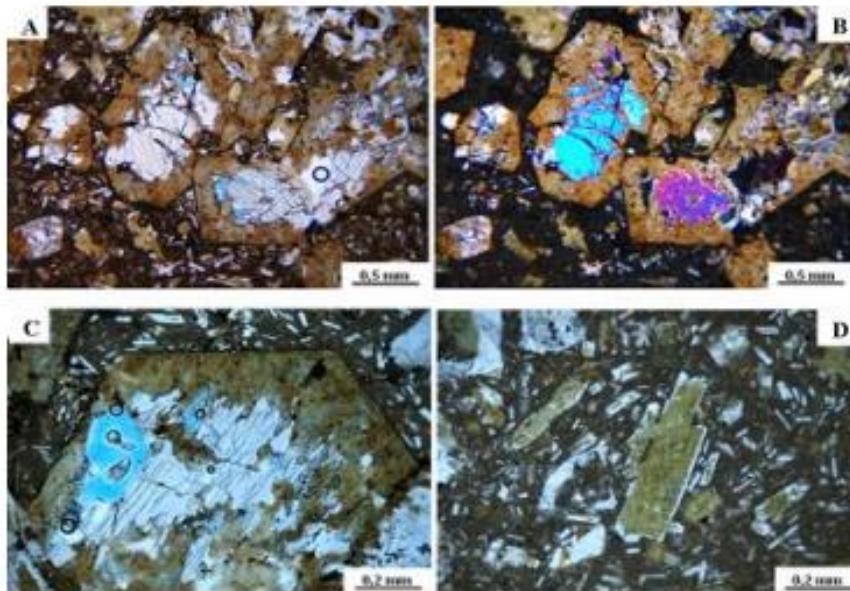


Figura 20. Sección # 7.828'02". Lava basáltica porfídica y amigdaloidal. Detalles de fenocristales embreados saponitizados de olivino y clinoportoceno con restos de los minerales originales, y plagioclasa saponitizada-carbonatizada: A) NP. Olivino y clinoportoceno remanentes rodeados de una zona periférica saponitizada, en una matriz palagonitzada marrón con textura bialopítica; B) Misma anterior con NX. Algunos microlitos de plagioclasa en la matriz además de estar carbonatizados, también están saponitizados y los minerales maficos están ausentes en la matriz existiendo solo como fenocristales. C) NP. Fenocristal saponitizado de clinoportoceno con parte central inalterada mostrando marcado clivaje longitudinal {010}; D) Detalle de fenocristal tabular embreado de plagioclasa saponitizado con un fino borde exterior carbonatizado.

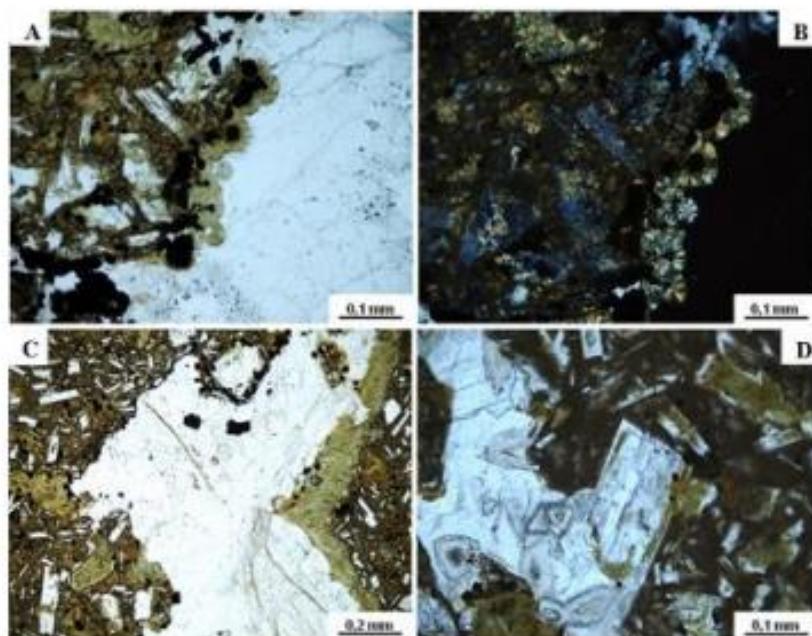


Figura 21. Sección # 7.828'02". Lava basáltica porfídica y amigdaloidal. Detalles de microfracturas y fisuras llenas en la roca. A) Microfractura con borde de saponita esferulítica y centro de analcima con algo de carbonato. La saponita esferulítica ha nucleado alrededor de cristales granulares opacos de óxidos de Fe presentes en el borde de la lava. B) Misma anterior con NX. Algo del relleno de la fractura es de carbonato, como se observa en la parte superior de la imagen; C) NP. Fractura parcialmente revestida por saponita radial en contacto con la lava, con la parte central rellena de analcima, con algo de carbonato en la parte superior. D) NP. Fisura rellena de carbonato espáctico, con clivaje romboédrico marcado y alteración de fenocristales de plagioclasa a saponita y carbonato. Nótese en la fisura las formas escalenoédricas dítrigonales del carbonato zonado concéntricamente, pues casualmente los cristales fueron cortados con el eje "c" ortogonal a la lámina

3. Peperita o roca híbrida fosilífera

Sección fina # 7.771'06": Esta roca se encuentra en el tope de la secuencia volcánica, en contacto con la caliza suprayacente, de modo que muestra una mezcla de material volcánico y restos orgánicos que la clasifican como un sedimento híbrido o peperita (Figura 22). Los fragmentos hialinos y de lava están saponitizados y oxidados, los restos fósiles muestran porosidad móldica rellena por microesparita (algas rojas), con remanentes de materia orgánica. Todos estos fragmentos pueden estar cementados tanto por microesparita (Figuras 22 A, B), como por analcima (Figuras 22 C, D). Algunos fragmentos más grandes de lava muestran amigdalas con un fino borde de clorita y partes centrales de posible celadonita y analcima (Figuras 23 A, B). Las amigdalas a veces se muestran deformadas, con aspecto de "8" y el borde exterior dislocado, efecto muy notable en la Figura 23 A.

4. Dique igneo de Yaracuybare

Uno de los diques igneos muestreados y definido como sección fina # 17FA YAR 003A consiste de una roca porfídica hipocrystalina, con numerosos fenocristales cloritizados y luego carbonatizados de olivino (8% modal) en una matriz interseccional fuertemente epidotizada y carbonatizada (Figuras 24 A, B) con microlitos de plagioclasa

también carbonatizados. Se puede observar una doble secuencia de alteración del vidrio y de la plagioclasa: primero a epidoto microcristalino parduzco, y luego a un carbonato espáctico incoloro (Figura 24 C, D). Los microcristales de clinopiroxeno en la matriz están cloritizados y muestran numerosas pequeñas inclusiones de opacos, con leucoxeno producto de alteración de titanita, por lo que se trata de Ti-augita típica de rocas máficas alcalinas (Figuras 24 C, D). La clorita que pseudomorfiza a los cristales máficos en esta roca varía de pseudo-isotrópica a colores de interferencia azules Berlin anómalos característicos. Es notorio en este dique y en los anteriormente estudiados por URBANI *et al.* (2015), la ausencia de saponitización, palagonitización y zeolitización, tanto de los fenocristales como de la matriz, lo que indica que estas rocas sufrieron una diagénesis más profunda que las hialoclastitas y lavas del pozo TOC-1S. En la Figura 25 se aprecia un detalle de una sección fina del estudio de URBANI *et al.* (2015) donde se muestra a escala microscópica las relaciones del contacto existente entre el basalto y la roca intrusionada correspondiente a la Formación Cerro Misión.

En la Figura 26 se presenta un esquema resumido en la columna litológica de las principales rocas analizadas petrográficamente a todo lo largo de la base del TOC 1S, donde se destacan de forma resumida los diferentes tipos de rocas hialoclastíticas, la lava basáltica y la roca híbrida o peperita en la zona de contacto suprayacente con la caliza.

Caracterización por difracción de rayos X (DRX)

En orden de analizar en detalle la mineralogía presente en las muestras de roca captadas en la base del TOC-1S, se realizó un análisis a través de la técnica de difracción de Rayos X (DRX) en roca total a 15 muestras recolectadas. Los resultados aportados por DRX en roca total reflejan que los mayores constituyentes mineralógicos de estas rocas son en orden de importancia de acuerdo a la Tabla 4 los siguientes minerales: analcima, saponita y calcita.

La analcima y la saponita (Figura 27) aparecen en todas las 15 muestras recolectadas, seguido por la calcita la cual

aparece en nueve de las muestras recolectadas. La analcima es un mineral de la clase de los silicatos, se encuentra en diferentes rocas, en especial en los basaltos y las diabasas. Cuando es una fase primaria, suele formarse en las últimas etapas de cristalización o incluso en ambiente hidrotermal. Además se le reconoce como mineral secundario tras la alteración de feldespatoides como la nefelina o la leucita, mientras que la saponita es un mineral de la clase de los filosilicatos, perteneciente al grupo de las esmectitas. Aparece en el interior de cavidades amigdaloides en el basalto y en vetas de esta misma roca, en las cuales se forma por deposición hidrotermal (KERR 1965).

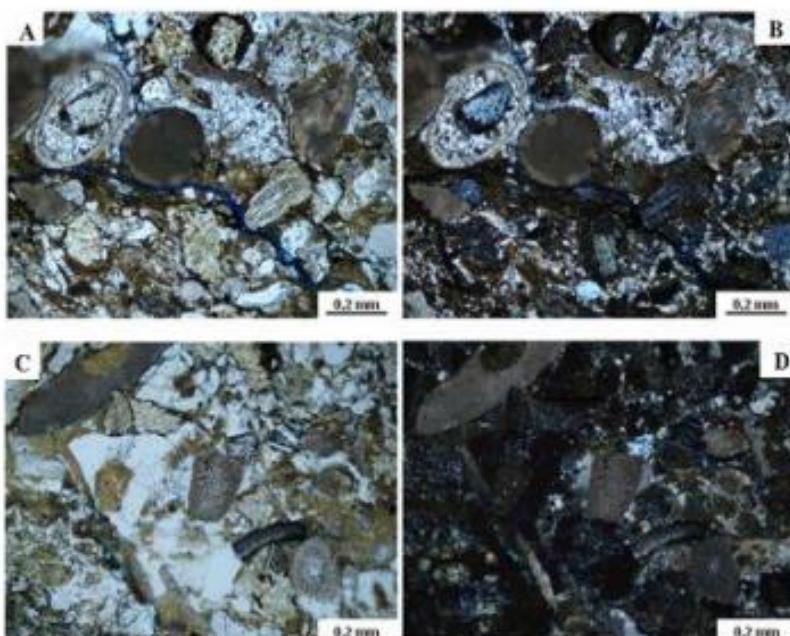


Figura 22. Sección # 7.771'06". Sedimento híbrido hialoclastítico-carbonático con restos fósiles y fragmentos de lava amigdaloidal: Peperita. A) Restos fósiles, fragmentos de lava y hialoclastita cementados o sustituidos por microesparita. B) Misma anterior con NX. C) Restos fósiles (algas rojas) y material hialoclastítico cementados por analcima y microesparita. D) Misma anterior con NX.

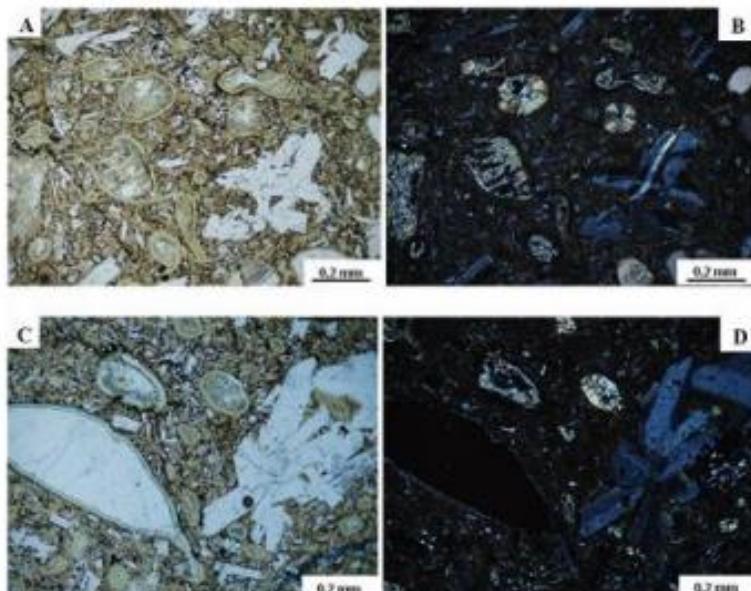


Figura 23. Sección # 7.77106". Sedimento bíbrido hidroclástico-carbonatado (peperita) con restos fósiles y fragmentos de lava porfídica y amigdaloides.

A) Detalle de fragmento de lava amigdaloidal con plagioclasa glomeroporfidia y textura hidroclástica. El vidrio de la matriz está cloritizado o palagonitzado y la plagioclasa carbonatizada. B) Misma anterior con NX. Se observa que el borde clorítico de las amigdalas es pseudo-isotrópico.

C) Detalle de otro fragmento de lava amigdaloidal y glomeroporfidia. El vidrio de la matriz está en parte cloritizado y en parte palagonitzado, la plagioclasa está carbonatizada. Se observa una amigdalita grande y deformada con un fino borde saponítico lleno de analcima, y varias amigdalas pequeñas con un fino borde clorítico y partes centrales llenas de celadonita fibroso-radiada y analcima. D) Misma anterior con NX. Se observa claramente la analcima y clorita isotrópicas y la birefringencia moderada de la saponita o celadonita, la matriz se muestra isotrópica debido a su alteración a clorita y palagonita.

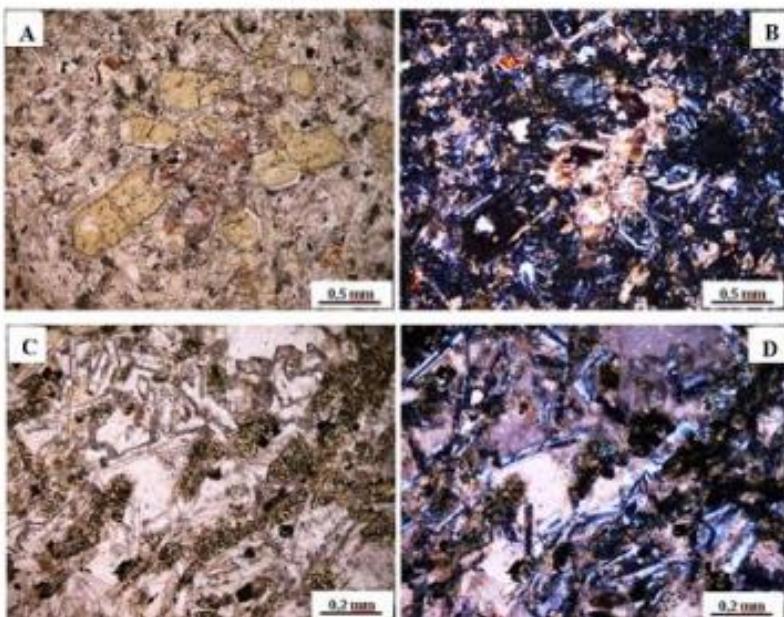


Figura 24. Sección # 17E-A-Y-AR-003A. Dique basáltico olivínico intrusivo en la Formación Cerro Misión, en la quebrada Yaracuybare. A) NP.

Vista general de lava basáltica porfídica con numerosos pseudomorfos de olívino primero cloritizados y luego parcialmente carbonatados, en una matriz hipocristalina intersectorial con microlitos de plagioclasa y dinopirroxeno. B) Misma anterior, NX. Nótese la cloritización y fuerte carbonatización del vidrio intersticial y los colores azules anómalos de la clorita. C) NP. Detalle de la matriz de la lava. El vidrio intersticial ha sido carbonatizado por dos tipos de carbonato, uno inicial, microcristalino, ferroso y parduzco, y uno final incoloro y espáctico. D) Nótese los microfenocristales de dinopirroxeno cloritizados y espolvoreados con inclusiones de opacos muy menudas, en parte de leucoxeno, como producto de alteración de titanita, evidenciando el alto contenido de Ti del mineral.

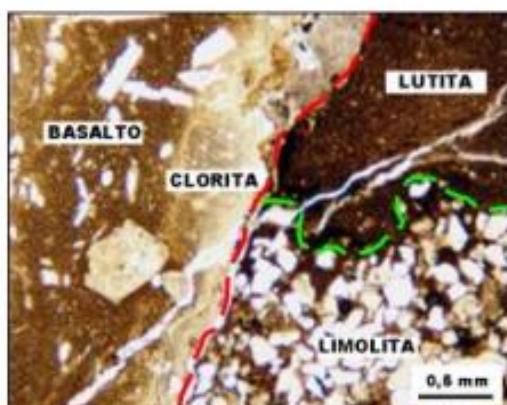


Figura 25. Imagen que detalla el contacto intrusivo entre el basalto del Dique D2 a la izquierda separado por la línea segmentada de color rojo, y una de lutita carbonosa (en la parte superior), y limolita cuarzosa (en la parte inferior) de la Formación Cerro Misión (separados entre sí por la línea segmentada de color verde) bajo nícoles paralelos. Solo se observa una delgada zona de cloritización debido al poco espesor del cuerpo ígneo, y no una aureola de contacto de alta temperatura. Tomado de URBANI et al. (2015).

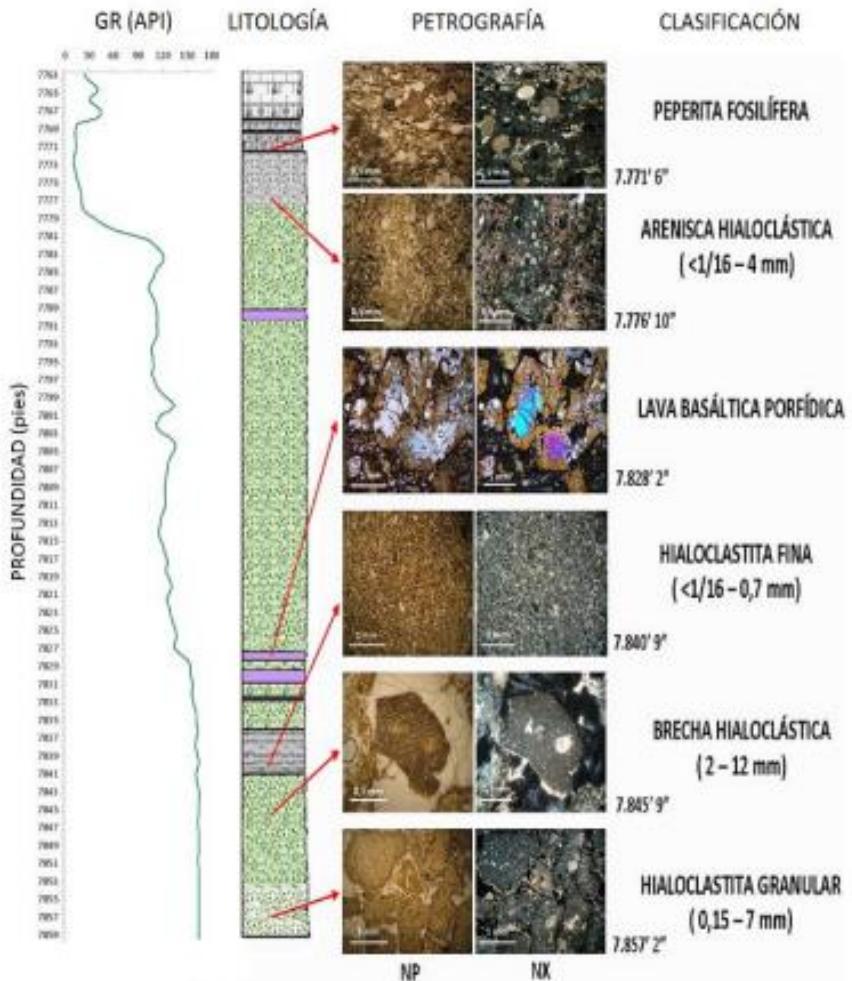


Figura 26. Columna litológica de la base del TOC-15 con los principales tipos de rocas identificados a través de las secciones finas estudiadas (NP: nícoles paralelos; NX: nícoles cruzados). En color morado en la columna litológica aparece representado el flujo de lava basáltico analizado (7.828' 2") y los interpretados (7.789' 02" – 7.790' 06"; 7.829' 10" – 7.831').

Tabla 4. Principales minerales identificados por DRX en las muestras de la Base del TOC-1S

Muestra	Analcima	Saponita	Calcita
7.771' 6"	X	X	X
7.772' 8"	X	X	X
7.776' 10"	X	X	X
7.777' 7"	X	X	X
7.780' 7"	X	X	X
7.790' 8"	X	X	X
7.794' 5"	X	X	---
7.818'	X	X	---
7.828' 2"	X	X	X
7.830' 4"	X	X	---
7.837' 6"	X	X	---
7.840' 9"	X	X	X
7.845' 9"	X	X	---
7.857' 2"	X	X	X
7.859' 1"	X	X	X

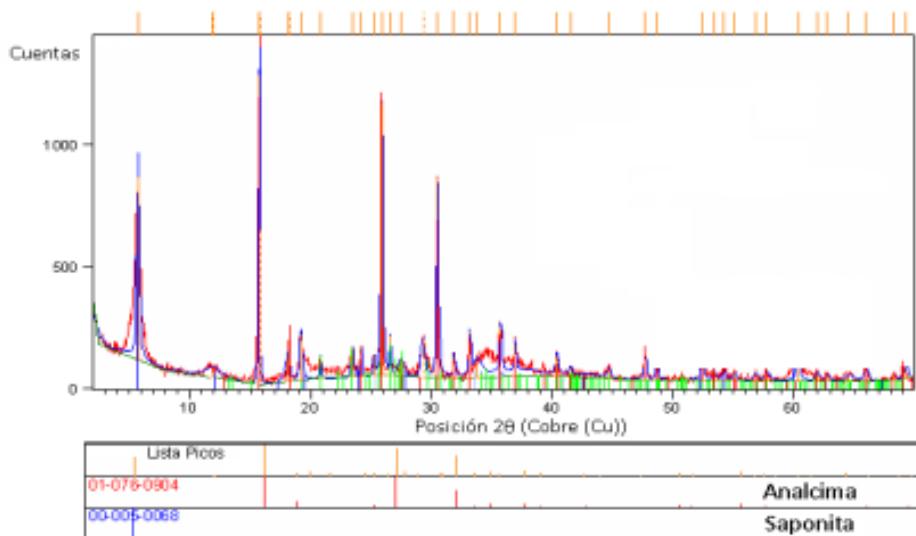


Figura 27. Diffractograma de DRX perteneciente a la muestra 7.845' 9" donde se identifican los minerales analcima y saponita.

Ánáisis bioestratigráficos

Se realizó una revisión de toda la información bioestratigráfica generada para el pozo TOC-1S, principalmente aquellos trabajos que dataron la base de este pozo y reportaron una edad Eoceno, esto incluye los estudios previos realizados por RULL (1994), OLIVARES (1996) y GÓMEZ *et al.* (2009), cuya información se puede observar en la Tabla 5. La información recopilada permitió visualizar las marcadas diferencias sobre las edades reportadas entre cada uno de estos estudios, especialmente en la parte inferior del núcleo que reportan el Eoceno y Oligoceno. La razón de realizar un análisis bioestratigráfico detallado fue datar con

mayor precisión la parte basal de este núcleo y las áreas de interés que involucran el Eoceno, como un aporte importante al marco cronoestratigráfico del área con el fin de estandarizar y subsanar las incongruencias apreciadas de estos estudios previos.

Los análisis bioestratigráficos llevados a cabo en la base del TOC-1S arrojaron resultados inéditos debido a que mediante la disciplina de nanofósiles calcáreos se obtuvo una edad Eoceno medio a Eoceno tardío (NP16 – NP17), específicamente en muestras de la zona contacto entre las rocas volcánicas del TOC-1S y las calizas suprayacentes, es decir, justamente en la roca híbrida ó peperita. Los datos de edad en la base del pozo

puede ser restringida con precisión en función a la asociación de nanofósiles identificados debido a la primera aparición de la especie *Reticulofenestra umbilica* del Eoceno medio – Oligoceno (NP16 – NP22, PERCH-NIELSEN 1985) y la última aparición de la especie *Sphenolithus spiniger* del Eoceno medio – Eoceno tardío (NP14 – NP17, FORNACIARI *et al.* 2010), arrojando una edad de 42,9 Ma, adicionalmente a estas dos especies fueron determinados los fósiles *Reticulofenestra minuta* (NP13 – Plioceno, Eoceno temprano – Plioceno, YOUNG 1998), *Reticulofenestra dicytoda* (NP13 – Oligoceno, Eoceno temprano – Oligoceno, PERCH-NIELSEN 1985) y *Cyclargolithus floridanus* (NP15C – NN6, Eoceno medio – Mioceno, HAY *et al.* 1967, BUKRY and PERCIVAL 1971) (Tabla 6). En su conjunto todos estos nanofósiles indican una asociación claramente Eoceno medio, reflejando de igual forma un paleoambiente de sedimentación nerítico medio de acuerdo a los estudios de nanofacies realizados siguiendo la metodología de DURÁN (1995). Los bioeventos relevantes y rangos de edad para la base del TOC-1S pueden ser apreciados en la Figura 28.

En el intervalo 7.734'1" – 7.536'5" se asigna una edad Oligoceno temprano (NP23 – NP24?) basado en la primera aparición de la especie de nanoplancton calcáreo *Cyclargolithus abisectus* (NP23-NN1a, MULLER 1970, WISE 1973, VAROL 1998), el tope está incierto debido a la ausencia de marcadores bioestratigráficos en las muestras suprayacentes. El intervalo 7.348' – 7.472'6" se determinó una edad Oligoceno tardío (P22-N4/NN1a), la base definida por la primera ocurrencia de la especie de nanoplancton calcáreo *Sphenolithus conicus* (NP25 – NN3, Oligoceno tardío – Mioceno temprano, BOWN and DUNKLEY JONES 2012) y para el tope del intervalo se definió con la última ocurrencia de las especies de foraminíferos planetónicos *Globigerina praebullroides* (P22-N4) y *Globorotalia opima* (P22 – N4), así como también la última ocurrencia de la especie de nanoplancton calcáreo *Reticulofenestra bisecta* (NP17 – NN1a , Eoceno tardío – Oligoceno tardío, HAY *et al.* 1966, ROTH 1970). Las especies diagnósticas de nanoplancton calcáreo identificadas en secciones delgadas en la base del TOC-1S pueden ser visualizadas en la Figura 29.

Tabla 5. Compilación bioestratigráfica de estudios previos realizados para la base del TOC-1S.

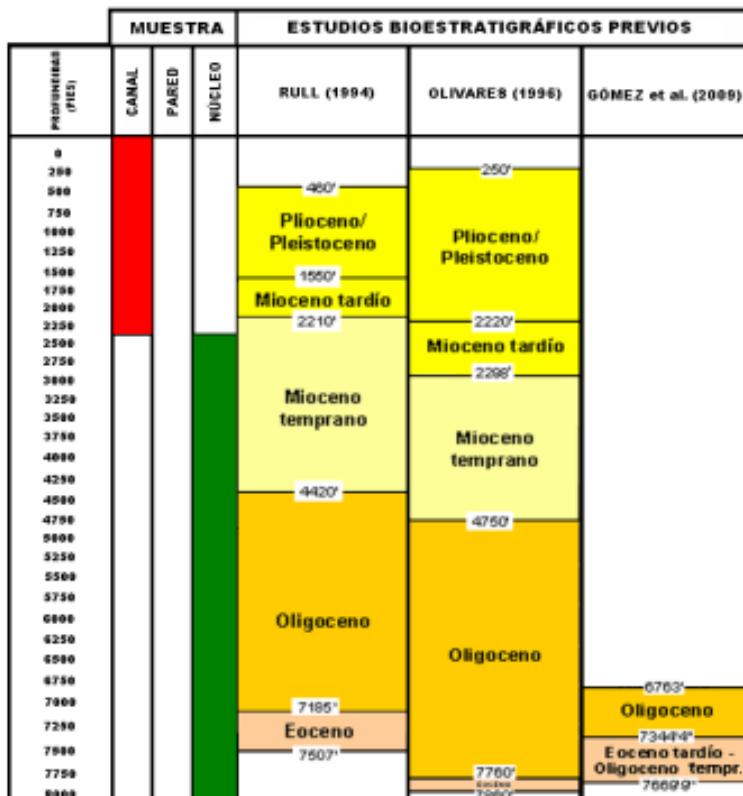


Tabla 6. Integración bioestratigráfica de muestras de la base del TOC-1S

PROFUNDIDAD (PIES)	CARAS	TIPO DE MUESTRA	CRONOESTRATIGRAFIA		ZONAS BIOESTRATIGRÁFICAS	BIOEVENTOS	CAF	PALEOAMBIENTES			
			PARED	NUCLEO				FAUNA DE BENTOS BIVALVOS (Herranz, 1985)	TRANSCORTE	SUBSTRATO	MARCO TIEMPO
7046'3"	Oligoceno tardío (Chattense)	Oligoceno temprano (Rupeliense)	Oligoceno tardío (Chattense)	Poco-Na	NP22-NP24T	NP22-NP24T	NP22-NP24T	NP22-NP24T	NP22-NP24T	NP22-NP24T	NP22-NP24T
7185'											
7348'			Oligoceno temprano (Rupeliense)	NP15a-NP17	NP15a-NP17	NP15a-NP17	NP15a-NP17	NP15a-NP17	NP15a-NP17	NP15a-NP17	NP15a-NP17
7387'11"											
7461'8"											
7472'6"		Oligoceno temprano (Rupeliense)	NP17-NP19	NP17-NP19	NP17-NP19	NP17-NP19	NP17-NP19	NP17-NP19	NP17-NP19	NP17-NP19	NP17-NP19
7520'5"											
7566'8"	Indeterminado	Eocene medio-Eocene tardío	Eocene medio-Eocene tardío	NP19-NP21	NP19-NP21	NP19-NP21	NP19-NP21	NP19-NP21	NP19-NP21	NP19-NP21	NP19-NP21
7596'5"											
7663'5"											
7682'7"											
7705'11"											
7724'1"		Indeterminado	Indeterminado	NP20-NP21	NP20-NP21	NP20-NP21	NP20-NP21	NP20-NP21	NP20-NP21	NP20-NP21	NP20-NP21
7741'5"											
7759'4"											
7763'11"											
7771'5"											
7779'2"	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%	MF5-7472%
7796'11"											
7824'2"											

Leyenda:

- SB: Límite de secuencia
- MS: Superficie de máxima inundación
- IS: Superficie de inundación
- FAD: First appearance datum (Datum de primera aparición)
- LAST: Last appearance datum (Datum de última aparición)

HO= LAD Última aparición del datum
LD= FAD Primera aparición del datum

Foraminíferos
Nanopláncton
Palinología

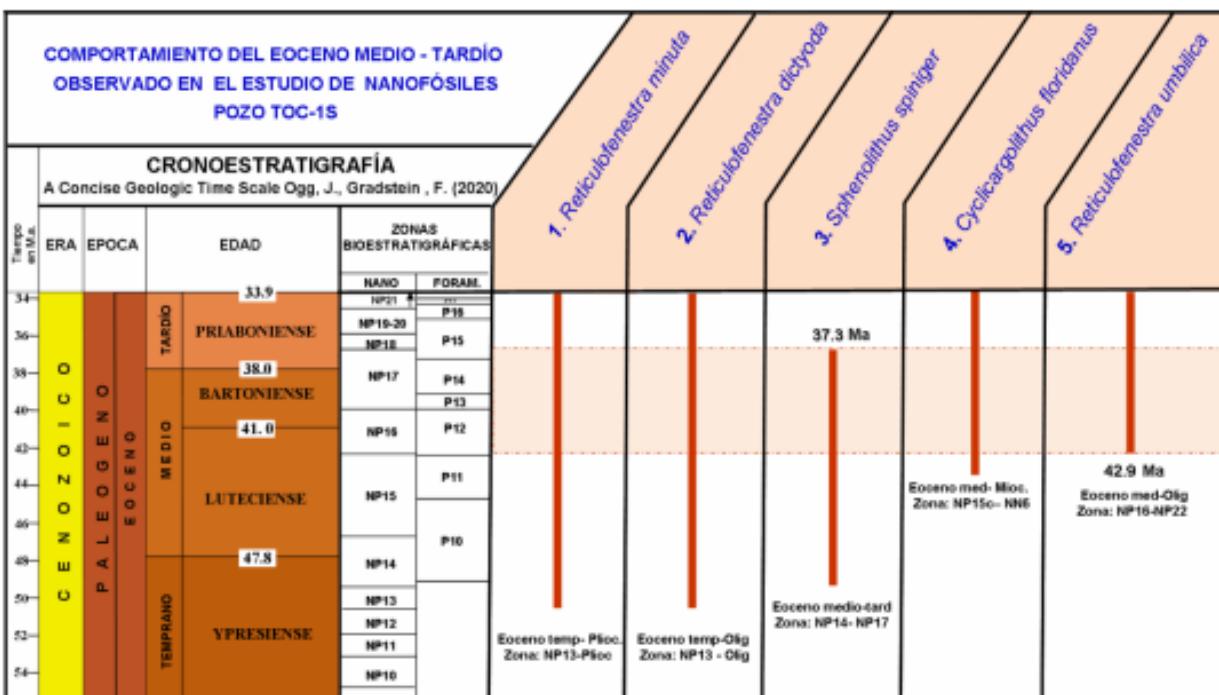


Figura 28. Bioeventos relevantes y rangos de edad para la base del TOC-1S.

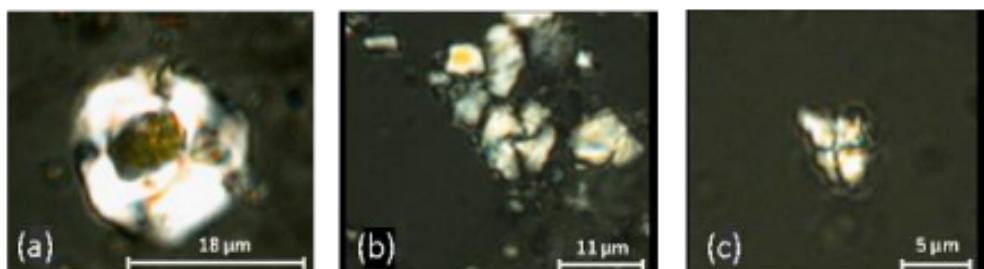


Figura 29. Especies de nanofósiles calcáreos identificados en muestras de la base del TOC-1S: (a) *Reticulofenestra umbilica* (7.771'5"), (b) *Cyclargolithus floridanus* (7.771'8") y (c) *Sphenolithus spiniger* (7.771'5") que arrojan en asociación una edad Eoceno medio – tardío.

Cabe destacar que la sección del núcleo a partir de la muestra 7.779'2" hasta 7.824'2" resultó indeterminada debido a que no se observó ningún marcador bioestratigráfico indicativo de edad ni paleoambientes. Este intervalo además es bien característico, ya que no se evidencian elementos típicos marinos ó terrígenos de una secuencia sedimentaria en láminas delgadas para el estudio de nanofósiles, sino por el contrario fragmentos de vidrio volcánico característico de las hialoclastitas reportadas en estos intervalos, tal y como se observa en la Figura 30.

En las muestras de campo recolectadas y analizadas de la quebrada Yaracuybare correspondientes con lutitas calcáreas de la Formación Cerro Misión, muy cerca de las intrusiones basálticas observadas en la quebrada, también se obtuvo una edad Eoceno medio a Eoceno tardío con base en foraminíferos plancticos (P12-P17) con la aparición de las especies *Turborotalia cerroazulensis* (P12-P17, Eoceno medio – Eoceno tardío), *Subbotina jacksonensis* (P11-P17, Eoceno medio – Eoceno tardío) y *Chilomguembelina cubensis* (P11-P17, Eoceno medio – Eoceno tardío) con paleoambientes que van entre someros y profundos (transicional a nerítico externo). Las especies de nanofósiles calcáreos arrojaron igualmente una edad Eoceno medio a Eoceno tardío (NP17) basados en la primera aparición de la especie *Reticulofenestra bisecta* (NP17-NN1, Eoceno medio – Oligoceno, HAY *et al.* 1966, ROTH 1970) y en la última ocurrencia del *Sphenolithus spiniger* (NP14-NP17, Eoceno medio – Eoceno tardío, FORNACIARI *et al.* 2010), especie identificada tanto en superficie como en el subsuelo, adicionalmente se determinó la presencia de los nanofósiles *Sphenolithus radians* (NP11-NP23, Eoceno temprano – Oligoceno, AGNINI *et al.* 2007, BOWN and DUNKLEY JONES 2012), *Helicosphaera reticulata* (NP15-NP19, Eoceno medio – Eoceno tardío), *Cyclargolithus floridanus* (NP15c-NN6, Eoceno medio – Mioceno, HAY *et al.* 1967, BUKRY and PERCIVAL 1971)(identificado también en ambas secuencias) y *Reticulofenestra reticulata* (NP16-NP19, Eoceno medio – Eoceno tardío, PERCH-NIELSEN 1985) (Tabla 7), arrojando una edad de 40,5 Ma, lo cual corrobora a nivel superficial en esta ventana tectónica donde aflora la Formación Cerro Misión una edad muy próxima a la edad de la base del TOC-1S, en pisos que van desde el Luteciense al Priaboniense (NP16-NP17) entre ambas secciones estratigráficas (Figura 31).

Dada la importancia que reviste la datación efectuada, con base en los fósiles identificados en la roca híbrida carbonática y fosilífera que se encuentra mezclada junto a los fragmentos

volcánicos (peperita) en la base del TOC-1S, roca formada cuando la lava caliente invadió el sedimento carbonático aún húmedo y no consolidado de la roca caja (Formación Cerro Misión), se puede señalar sin lugar a dudas que el magmatismo tuvo sus inicios en la Cuenca de Falcón oriental durante el Eoceno medio (42,9 Ma), siendo 8,7 Ma más antiguo que lo reportado hasta ahora por datos radiométricos publicados por BAQUERO (2015) referente a los diques ígneos de Yaracuybare con una edad de 34,1 Ma. Las evidencias petrográficas de la peperita y su edad son importantes en la reconstrucción paleoambiental del área porque demuestran la contemporaneidad del magmatismo y la sedimentación en la zona, lo que representa el inicio de la sedimentación durante el Terciario en Falcón oriental correspondiente con la Formación Cerro Misión a la par con la actividad volcánica en esta área de la cuenca como parte del adelgazamiento cortical, lo que se tradujo adicionalmente en una invasión marina que comenzó en Falcón oriental y avanzó en el tiempo y en el espacio hasta el límite occidental de la cuenca falconiana. Adicionalmente el adelgazamiento cortical durante el Eoceno medio que favoreció la inyección de los magmas basálticos y hialoclastitas que aparecen en la base del TOC-1S, Yaracuybare, EGT-003, Silva-IX y región costa afuera de Golfo Triste pudo afectar el flujo de calor y la madurez en cierta medida de esta potencial “roca madre” desde esas etapas tempranas de generación y posterior expulsión de hidrocarburos desde esta roca madre hasta las rocas reservorios del área.

Los resultados bioestratigráficos de esta investigación son de gran utilidad para el entendimiento del marco cronoestratigráfico de la Cuenca de Falcón oriental, ya que se determina que la Formación Cerro Misión es mucho más vieja que lo establecido por el CIEN (2018), donde se señala una edad Eoceno tardío y paleoambientes de profundidad batial. Estas especies de nanoplanton calcáreo diagnósticas identificadas y la nueva información de geología de superficie recabada en la zona confirman la presencia del Eoceno medio, tanto en muestras superficiales (quebrada Yaracuybare) como en el subsuelo (pozo TOC-1S), estos fósiles reflejan además paleoambientes que van desde nerítico medio a costero, lo que supone profundidades de sedimentación en un rango mucho más amplio de bathimetrías que lo establecido inicialmente en la literatura geológica para la Formación Cerro Misión. De igual forma esta unidad estratigráfica podría representar una potencial “roca madre” para los reservorios de los campos petroleros del área debido a sus características litológicas por lo que es necesario profundizar mucho más en este aspecto,

especialmente analizar geoquímicamente muestras frescas de afloramientos. En particular las muestras FAYAR 005-007 recolectadas en el campo presentaban olor a hidrocarburo. La presencia de petróleo muy liviano (49,4° API) en el Eoceno fue establecida en el Campo Mene de Acosta (Pozo N° 57) perforado hasta 3.931', y por esto KUGLER (1949) consideraba a la "lutita de Cerro Misión y la Formación Esperanza" como las rocas generadoras del petróleo en el área. FINDLAY (1985) también plantea que la roca madre está muy cerca de las rocas reservorios del área, ya que no presume grandes distancias de migración por los altos valores de gravedad API que le confieren ese carácter de livianos a los

crudos parafínicos tradicionalmente explotados en la zona y que estos se generaron antes de la inversión tectónica sufrida por la cuenca, en la zona de máxima profundización de ésta. En Falcón oriental hasta el momento los sistemas petrolíferos son generalmente hipotéticos, debido a que a pesar del intenso trabajo que se ha realizado para caracterizar las rocas generadoras, menes y crudos existentes en el área, aún no se ha logrado obtener una correlación positiva crudo-roca generadora y todavía sigue existiendo incertidumbre acerca del origen de los crudos de esta región (ESCANDÓN y TORO 1990; DEL OLLO 1993; GALLANGO y ALBERDI 1996; OLIVARES 1996a).

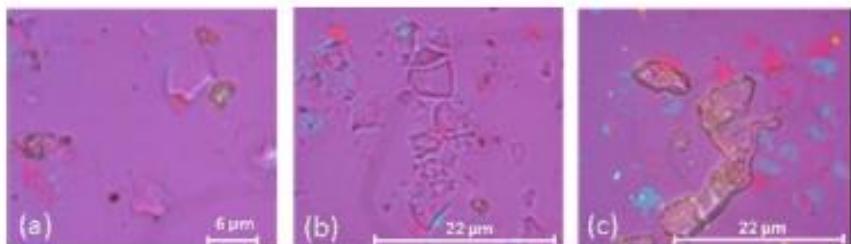


Figura 30. Imágenes de muestras de la base del TOC-1S donde se aprecia en láminas delgadas de nanoplacton calcáreo la ausencia de fósiles y la presencia de fragmentos de vidrio volcánico en las profundidades: (a) 7.796'11", (b) 7.824'2" y (c) 7.837'5".

Tabla 7. Integración bioestratigráfica de muestras de la Formación Cerro Misión aflorante en la quebrada Yanacuybare.

MUESTRA (número)	TIPO DE RECIBIDA		CHRONOSTRATIGRÁFICA		ZONAS BIOMINERALIZADAS	BIOEVENTOS	Candidatos (SB - MFs)	PALEOCAMBRIOS	
	CANAL	PARED	SUPERFICIE	Estudios previos	Inteveep (2017)			FAD/NP10 (Eo-Estatal) Pronosticado (1980)	FAD/NP10 (Eo-Estatal) Pronosticado (1980)
FAYAR-002					Eoceno tardío- Eoceno medio	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-005					Eoceno tardío	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-007					Eoceno tardío	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-009					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-009					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-010					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-012					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-013					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-015					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-016					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-017					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-018					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-019					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
FAYAR-020					Eoceno medio a más viejo	FAD/NP10 NP11 NP12			
Leyenda:									
SB: Límite de secuencia									
MFs: Superficie de máxima inundación									
PS: Superficie de inundación									
FAD: First appearance datum (Datum de primera aparición)									
LAD: Last appearance datum (Datum de última aparición)									
HO= LAD Última aparición del datum									
LO= FAD Primera aparición del datum									
Paranáfwiss Manzanares Páramo									

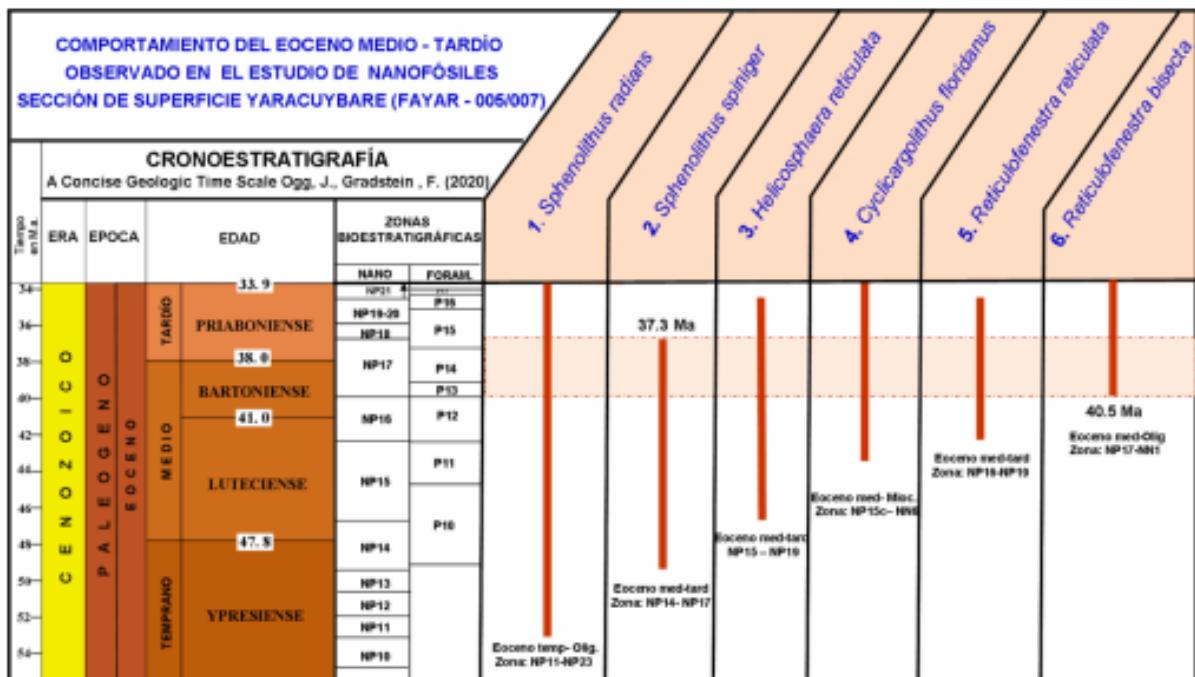


Figura 31. Bioeventos relevantes y rangos de edad para la Formación Cerro Misión aflorante en la quebrada Yaracuybare.

Análisis químicos

Los análisis químicos de elementos minoritarios y trazas de 13 muestras de la base del TOC-1S aparecen reflejados en la Tabla 8 y fueron analizados por la técnica de fluorescencia de rayos X por energía dispersiva (FRX-ED), correspondientes a las mismas profundidades de las secciones finas estudiadas.

Se efectuaron ensayos de clasificación en diagramas geoquímicos de discriminación tectono-magmática en la única muestra identificada petrográficamente como una lava basáltica olivínico-clinopiroxénica porfídica (7.828' 2") utilizando los elementos químicos inmóviles Ti, V y Zr (Tabla 8) para establecer la afinidad química de esta roca volcánica en virtud de que el álcali de las 12 muestras de rocas hialoclastíticas restantes se encuentra impactado por cantidades importantes de cemento que van desde un 14% hasta un 33% en promedio de saponita (Ca, Na), calcita (Ca) y analcima (Na) fundamentalmente (Tablas 2 y 3), lo cual afectó y modificó la composición original de este tipo de rocas. Los elementos trazas inmóviles son estables bajo condiciones de alteración diagenética o hidrotermal como los que imperaron en el medio en el cual se formó esta lava.

El primero de los esquemas de discriminación geoquímicos utilizados para clasificar a la lava basáltica corresponde al diagrama de SHERVAIS (1982) donde se grafica a los elementos Ti y V (Figura 32), resultando la muestra analizada en el campo de los basaltos alcalinos principalmente. Se graficó de igual forma en el diagrama de PEARCE (1982) a los

elementos químicos inmóviles Ti y Zr determinados en la lava basáltica 7.828' 2", con lo cual se aprecia nuevamente que esta roca corresponde a un ambiente tectónico intraplaca (Figura 33).

Los análisis obtenidos en la lava del TOC-1S mediante los dos esquemas de clasificación presentados, confirman el carácter alcalino y el origen intraplaca de esta muestra. Estos resultados concuerdan desde el punto de vista geoquímico con estudios previos efectuados en otras rocas volcánicas intrusivas tanto de la región de Falcón central como en Falcón oriental (MUESSIG 1984, McMAHON 2000, ESCORIHUELA y RONDÓN 2002, BAQUERO 2015, URBANI *et al.* 2015), los cuales indican en sus investigaciones que los tipos de rocas volcánicas existentes en Falcón están constituidos por basaltos alcalinos principalmente.

Estos tipos de basaltos son comúnmente encontrados en ambientes tectónicos intraplaca como rift continentales. Durante los primeros estados del rift los basaltos son dominante mente alcalinos, a medida que aumenta la separación del rift en el continente, es decir, con una mayor extensión de la placa aparecen las series transicionales y toleíticas. Es por esta razón que la mayor parte de los basaltos de la Cuenca de Falcón central y Falcón oriental son de características alcalinas, entrando en esta categoría la roca volcánica del TOC-1S analizada, en virtud de que representa los primeros estudios de la apertura del rift continental de esta cuenca durante el Eoceno medio.

Tabla 8. Concentración química de elementos minoritarios y trazas de muestras de la Base del TOC-1S obtenidas en este estudio.

Muestra	Ti (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Zr (ppm)	Ba (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)
7.771' 6"	3300	27	337	81	685	217	<29
7.772' 8"	7200	39	358	173	718	<109	86
7.776' 10"	7200	28	282	183	588	404	74
7.777' 7"	7400	37	314	179	604	260	<29
7.790' 8"	6500	31	390	173	732	<109	61
7.794' 5"	7600	44	372	189	687	<109	67
7.828' 2"	9100	71	754	212	1900	260	147
7.830' 4"	7600	22	314	194	595	<109	<29
7.837' 6"	8200	<7	241	185	283	<109	<29
7.840' 9"	7700	25	487	171	440	<109	65
7.845' 9"	7400	47	388	188	685	257	60
7.857' 2"	6400	28	422	152	594	450	76
7.859' 1"	6000	37	447	152	646	345	<29

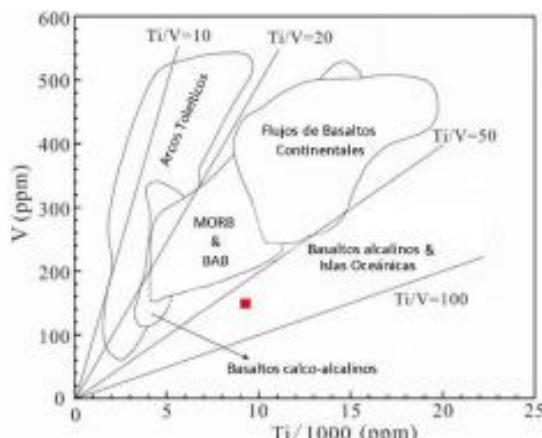


Figura 32. Diagrama de clasificación geoquímico de SHERV AILS (1982) que relaciona la concentración de V (ppm) con respecto a la relación $Ti/1000$ clasificando a la muestra 7.828' 2" (cuadro en rojo) como un basalto alcalino. MORB: basaltos de dorsales oceánicas; BOB: basaltos de cuencas retro-arcos.

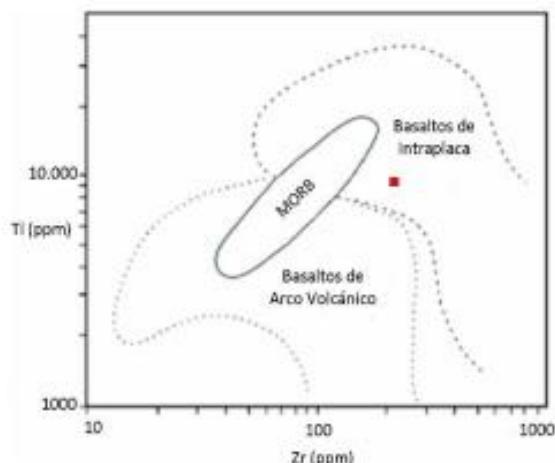


Figura 33. Diagrama de clasificación geoquímica de PEARCE (1982) para discriminar basaltos según los elementos inmóviles Ti - Zr. La muestra 7.828' 2" analizada corresponde a un basalto intraplaca (cuadro en rojo). MORB: basaltos de dorsales oceánicas.

DISCUSIONES

Desde el punto de vista macroscópico en la descripción litológica detallada del núcleo fueron observadas diversas texturas características de las rocas hialoclastíticas, entre las que se destaca primordialmente a todo lo largo de la base del TOC-1S la textura "jigsaw-fit", típica de hialoclastitas *in situ*, esta textura consiste de fragmentos que encajan como un rompecabezas e implica que no ha habido movimiento relativo de los clastos después de la fragmentación (GIFKINS 2001). También se han apreciado gradaciones y laminaciones, características de las hialoclastitas resedimentadas, donde ha existido transporte y mezclas de clastos de partes de la lava con texturas diferentes, al igual que se han observado hialoclastitas de clastos rotados, las cuales han sufrido rotación menor y separación durante el flujo continuo y/o intrusión (Figura 34).

El estudio petrográfico de la sección con 111' de espesor (desde 7.749" a 7.860") de las hialoclastitas, peperita y calizas suprayacentes recuperadas en el pozo TOC-1S, revela que el magma basáltico olivínico fue inyectado como flujos almohadillados dentro de los sedimentos carbonáticos, de ambiente plataforma, no consolidados y saturados en agua, donde se produjo su fragmentación no explosiva, con generación de hialoclastitas de grano fino a grueso y peperitas. La peperita que suprayace la secuencia volcánica es una roca mixta que contiene microfósiles marinos de aguas relativamente someras, algas rojas calcáreas, de ambiente plataforma, y foraminíferos, mezclados con fragmentos volcánicos, tanto lávicos como hialoclastíticos, y escaso material detrítico, todos ellos cementados por microesparita y analcima (Figura 35). Esta roca pudo generarse por la inyección de lavas máficas dentro de una secuencia carbonática eocena previa.

La sección de hialoclastitas basálticas en la base del TOC-1S se ajusta al modelo propuesto en la Figura 36, una intrusión somera de un criptodomo basáltico en una secuencia de lutita-caliza marina. En ella se representan tres delgados intervalos entre 1' 2" a 3' de espesor de lava basáltica porfídica (Figura 19), que pueden interpretarse como fragmentos de almohadillas de lava intercalados con la hialoclastita mayoritaria, la cual varía de grano fino a grano grueso, con intervalos de brecha hialoclastítica. Dentro de la hialoclastita son frecuentes los fragmentos líticos o xenolitos de basalto olivínico de pocos mm a varios cm de diámetro, que exhiben variadas texturas, entre ellas porfídica, glomeroporfídica, hialopítica, traquítica y amigdaloidal. Es notable la preservación parcial de clinopiroxeno en algunos fragmentos lávicos en las hialoclastitas (Figura 16 A, B), y la de olivino y clinopiroxeno en uno de los intervalos de lava (Figuras 20 A-C), que evidencia el carácter alcalino-máfico del basalto, donde el olivino era una fase estable en el magma original. La peperita completa el tope de esta secuencia (Figura 35).

Los notables efectos diagenéticos que se observan en las muestras evidencian que la secuencia volcánico-sedimentaria eocena fue soterrada por una considerable columna sedimentaria posterior, de modo que ha sufrido efectos diagenéticos muy marcados. En la misma, la cementación y alteración de los fragmentos vitreos y de lava ha variado apreciablemente desde la base perforada, que no es la verdadera base de la misma, puesto que el pozo Silva-1X, situado aproximadamente a unos 16 km hacia el SO del TOC-1S (Figura 1), tiene unos 140' de espesor total de roca volcánica (5.650' - 5.790') dentro de la Formación Cerro Misión, lo que indica que en el TOC-1S faltó por perforar y recuperar núcleos de al menos otros 20' aproximados de rocas hialoclastíticas y lavas basálticas para llegar a la base del domo y quizás a la lutita subyacente de la Formación Cerro Misión.

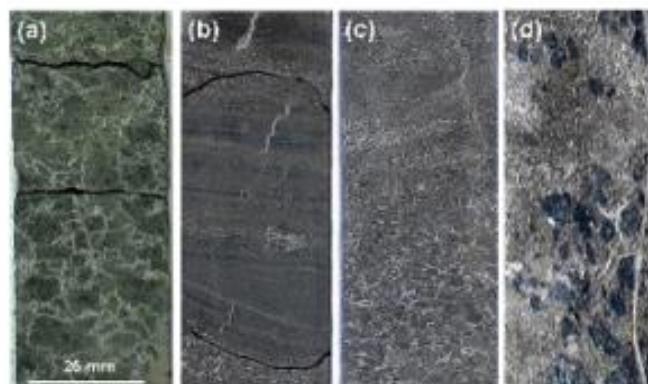


Figura 34. Texturas de las hialoclastitas observadas en la base del TOC-1S: (a) textura "jigsaw-fit" de rompecabezas a 7.822', correspondiente a hialoclastitas *in situ*, (b) Laminaciones a 7.839' y (c) gradación granodecreciente hacia el tope en 7.844' 7", ambas texturas características de hialoclastitas resedimentadas, (d) hialoclastitas de clastos rotados a 7.772' 8".

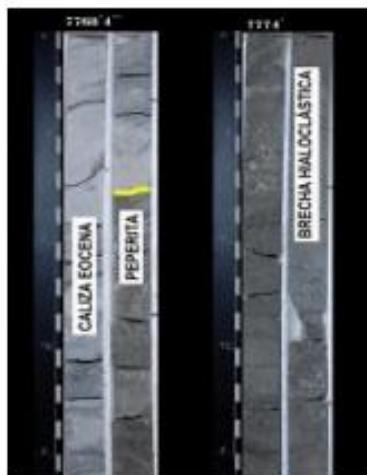


Figura 35. Núcleos del pozo TOC-1S mostrando el tope de la secuencia volcánica, donde se observa la transición de brechas hialoclásticas a peperita y el abrupto contacto con la caliza eocena suprayacente, notable por el cambio de color (banda amarilla).

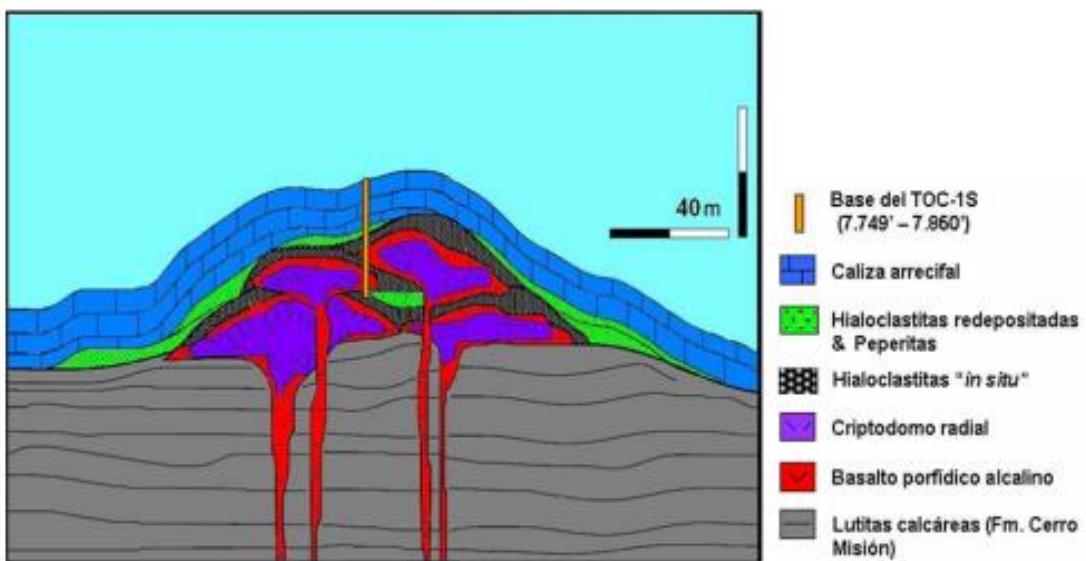


Figura 36. Modelo de intrusión submarina somero de un criptodomio basáltico propuesto para la base del TOC-1S, donde se generan hialoclastitas por fragmentación de las lavas almohadilladas, luego cubiertas por la peperita carbonática y los carbonatos suprayacentes. Modificado de NÉMETH et al. (2008).

En las areniscas hialoclásticas de grano fino a grueso más inferiores se observa una compleja secuencia de cementación diagenética con cuatro tipos de cemento prácticamente concéntricos, muy evidente en la Figura 12: 1) Una zona discontinua periférica a los poros de saponita radial en contacto con los fragmentos de lava o de vidrio desvitrificado, parcialmente oxidados; 2) Un cemento generalizado de microesparita parduzca, probablemente ankerítico-siderítica, con textura "en peine" en los poros más estrechos, 3) Una zona caracterizada por invaginaciones con abundante analcima masiva, y finalmente; 4) Un relleno final de esparita, incolora, prácticamente pura, en el centro de los poros más grandes. A partir del nivel 7.857'02" se observa una marcada y notable disminución del cemento carbonático, siendo éste de

saponita radial y analcima solamente (Figuras 17 A, B). En los niveles 7.777'07" a 7.776'10" y en la peperita suprayacente vuelve a aparecer la cementación carbonática, aunada a la analcima y la saponita (Figuras 16, 17 y 18), quizás debido a la influencia de los fluidos diagenéticos de la gruesa secuencia carbonática suprayacente.

Los fragmentos de vidrio y los xenolitos de lava máfica dentro de las hialoclastitas muestran una alteración mayormente clorítica, pero a partir del nivel lávico 7.828'02" (Figuras 19, 20 y 21) comienza una alteración palagonítica del vidrio máfico (Figuras 9, 11 y 12 A, B), que continua hasta el tope de la sección y en la peperita carbonática (Figura 22). Los fenocristales y microcristales de olivino y clinopiroxeno en los

fragmentos y los intervalos lávicos se muestran mayormente saponitzados (Figura 19) y en parte carbonatizados y analcimizados (Figuras 10 B, 11 B y 12 A, B). En las hialoclastitas los cristales de plagioclasa invariablemente están carbonatizados y analcimizados. Sin embargo, en la lava basáltica del nivel 7.828'02" los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa se hallan saponitzados casi totalmente, con bordes carbonatizados (Figuras 20 D y 21 D).

Las amígdalas presentes en los fragmentos e intervalos lávicos muestran una secuencia de relleno que es de carbonato incoloro en los niveles inferiores, especialmente en la sección 7.859'01", pero que al ascender un poco en la secuencia, por encima del nivel 7.857'02", el relleno consta de un delgado borde clorítico con las partes internas de saponita fibroso-radial y/o analcima, siendo esto evidente en la sección 7.845'09" (Figuras 11 B y 12 C, D), e inclusive en la peperita del tope (Figura 23).

Según el diagrama de secuencias diagenéticas de alteración del vidrio basáltico de GIFFINS (2001) (Figura 37), la alteración palagonítica del vidrio ocurre en la Zona I

conjuntamente con la oxidación a Fe-hidróxidos. A ésta le sigue, en la base de esta misma Zona I, la alteración a arcillas del tipo nontronita-smectita, a este último grupo mineral pertenece la abundante saponita presente en las muestras, que luego se torna clorítica, en el tope de la Zona II. El abundante cemento de analcima presente caracteriza a las etapas más avanzadas de diagénesis (Zona IV), a éste le sigue, a mayor profundidad, el conjunto calcita-epidoto-titanita. El hecho de que en estas intercalaciones volcánicas se haya alcanzado esta etapa de diagénesis profunda de la Zona IV, caracterizada por una abundante cementación analcímica seguida por un relleno final de poros por esparita, como se observa en la Figuras 12 A-D, se debió al alto gradiente geotérmico reinante en esta cuenca, donde la extensión litosférica y cortical hizo que la astenosfera ascendiera, levantando las isothermas locales, y también a la profundidad de soterramiento alcanzada por la secuencia eocena, sin descartar la relativa abundancia de álcalis de los basaltos originales, de tendencia alcalina sódica. La relativa alta temperatura en el fondo de la cuenca permitió que las transformaciones diagenéticas ocurrieran a niveles más someros de lo esperado bajo gradientes intermedios.

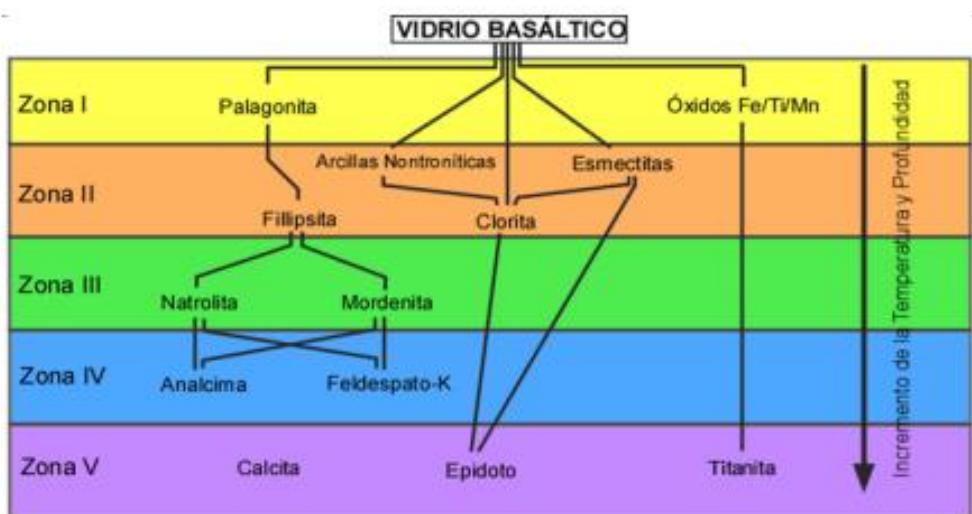


Figura 37. Diagrama de flujo mostrando el desarrollo de conjuntos minerales durante la diagénesis del vidrio basáltico. La secuencia de la parte izquierda va desde palagonita a zeólitas sódicas y a calcita, y puede observarse en los fragmentos vítreos y en la matriz vítreos de las lavas de las hialoclastitas. La secuencia de la parte central, desde esmectitas (saponita) a clorita, pudiera aplicarse a la alteración de los fenocristales máficos en la lava basáltica y los fragmentos lávicos en la hialoclastita. La Zona V que genera titanita no se observa en el TOC-1S, quedando reducida esta secuencia a la Zona I, con algunos bordes oxidados de los fragmentos de vidrio y lavas. Modificado de GIFFINS (2001).

En concordancia con lo anteriormente señalado, en un análisis del gradiente geotérmico en el TOC-1S (7.860' perforados), la temperatura del fondo del pozo fue 272°F (133°C), obteniéndose un gradiente geotérmico actual de 51°C/km. En otro pozo del área denominado YAR-1S, ubicado aproximadamente a 15 km al oeste del anterior, se obtuvo un gradiente elevado de 50°C/km (245°F/118°C), en un intervalo perforado de 7.099', lo cual sugiere temperaturas elevadas para esta cuenca (cuenca hipertermal). De acuerdo a

OLIVARES (1996b) el TOC-1S puede corresponder "a un punto caliente localizado en el contacto Eoceno-Basamento" según un estudio de modelado geoquímico de generación de hidrocarburos realizado en la sub-cuenca del Tocuyo. En el pozo EGT-003, ubicado en la región costa afuera, se midió 287°F (142°C) a una profundidad de 11.838', obteniéndose un gradiente geotérmico de 37°C/km. El basamento que ocasiona la anomalía térmica en el TOC-1S señalado por OLIVARES (1996b) es correspondiente con las rocas hialoclastíticas y lava

basáltica identificadas en esta investigación. El flujo de calor de una cuenca aumenta en un contexto geológico de apertura o extensión litosférica, debido a la elevación hacia la superficie de las isoterma (ALLEN & ALLEN 2005).

Sin embargo, la alteración observada en los fenocristales maficos y de plagioclasa es mayormente saponítica, seguida luego por carbonatización, y algo de analcimización. Esta secuencia concuerda aproximadamente con el diagrama de la Figura 37, donde primero ocurre la alteración arcillosa en la base de la Zona I, luego la analcímica en la Zona IV y finalmente la carbonática, en la Zona V. Se puede concluir que al ser los maficos material cristalino y de grano más grueso, han sido algo más estables durante la diagénesis que el muy inestable vidrio mafico, de manera que la secuencia diagenética en ellos ocurrió de modo más lento. Esto se evidencia en las Figuras 9 B, 10 A-D, 19 C-D y 20 A-C, donde se observa que la matriz y el cemento de las hialoclastitas es mayormente analcímico y carbonático, mientras que en las mismas láminas los fenocristales maficos están solamente saponitizados, y solo levemente analcimizados. En los fenocristales de clinopiroxeno de los basaltos alcalinos, que tienden a ser ricos en Ti, este cation no ha formado ningún mineral titanífero ni en la lava basáltica ni en los fragmentos de lava dentro de las hialoclastitas. Al parecer este elemento pudo haber sido admitido con facilidad en los intersticios octaedríticos de las desordenadas estructuras de las arcillas saponíticas, donde fue secuestrado. En vez, el Ti no fue aceptado en la estructura más ordenada de las cloritas que se produjeron por alteración del clinopiroxeno en los diques de Yaracuybare, donde fue segregado formando titanita (Figura 24 D). Se requeriría de análisis por microsonda de los escasos cristales de clinopiroxeno residuales para determinar, al menos, su contenido en TiO_2 .

Los conductos alimentadores de estas lavas almohadilladas submarinas que afloran como diques intrusivos en la quebrada Yaracuybare, unos 8 km al ESO del TOC-1S, y también de las hialoclastitas asociadas pueden estar muy cercanos a la ubicación de este pozo, solo que están expuestos en Yaracuybare debido a que allí existe una ventana tectónica, bien como bloque fallado o quizás como un anticlinal vaciado (comba), levantado y erosionado, donde aflora la Formación Cerro Misión la cual fue intrusionada por este conjunto de diques basáltico-alcalinos de espesores métricos, y la Formación Casupal del Oligoceno en contacto de falla, recubiertas ambas unidades estratigráficas luego en discordancia angular por la Formación Capadare del Mioceno, quedando al descubierto los diques alimentadores intrusivos por procesos erosivos. El magma generado por descompresión adiabática es de tipo alcalino-máfico, clinopiroxénico y olivino porfídico (URBANI et al. 2015).

El modelo tectónico propuesto contempla una cuenca extensional, caracterizada por un profundo graben central y

posiblemente varios semi-graben laterales, en la cual el adelgazamiento litosférico permitió un ascenso astenosférico que se tradujo en fusión parcial del orden de 5 - 15% y generación de magma basáltico alcalino intraplaca, emplazado como enjambres de diques subverticales, que alcanzaron el fondo marino generando las lavas almohadillas, las hialoclastitas y peperitas (Figura 38). Claramente, la parte correspondiente a extrusiones en el fondo marino en los afloramientos de la quebrada Yaracuybare fue totalmente erosionada como se indicó anteriormente, hallándose mucho más arriba actualmente. Los diques basálticos tienen un origen muy profundo, por más erosión y levantamiento que ocurría nunca son eliminados, pues se generan en el manto y cortan toda la litosfera.

Estos diques alimentadores de Yaracuybare y que intrusionaron a la lutita negra de la Formación Cerro Misión, a niveles más profundos en el fondo de la cuenca que las lavas almohadilladas y hialoclastitas que están presentes en la base del TOC-1S, ocasionaron leves efectos de contacto debido al escaso volumen de los cuerpos emplazados y rápido enfriamiento, evidenciado por la textura intersticial de estas lavas. Se identificó rectorita entre la intrusión ígnea y la lutita adyacente lo que indica que se alcanzaron temperaturas por el orden de 100 - 175°C (URBANI et al. 2015). Se produjeron procesos avanzados de cloritización, epidotización y carbonatación, y una alteración del clinopiroxeno a titanita, a su vez recubierta por leucoxeno, que corresponde con la Zona V de diagénesis (GIFKINS 2001), no observándose en ellos ninguna alteración saponítica o zeolítica. No obstante, en ninguna de las rocas extrusivas del TOC-1S, se alcanzó la Zona V, también llamada de anchimetamorfismo, caracterizada por el epidoto, carbonato y titanita, que sí se logró en los diques intrusivos de la quebrada Yaracuybare.

Más hacia el norte, en el pozo TOC-1S, en ambientes evidentemente más plataformales, las lavas basálticas fueron inyectadas sucesivamente como criptodomos de lavas almohadilladas desde el manto superior dentro de los sedimentos carbonáticos de ambiente oxigenado, interaccionando con el agua marina produciendo la desvitrificación del vidrio volcánico, lo que a su vez produjo una fuerte cementación debido a la palagonitización en sus diversos estadios diagenéticos, mejorando la preservación de dichos depósitos durante el tiempo geológico, esto generó las hialoclastitas y la peperita analizadas, luego recubiertas por otras unidades lutítico-arenosas y carbonáticas más jóvenes, descritas como las formaciones Casupal, Guacharaca, Agua Linda, San Lorenzo, Capadare, Pozón y Ojo de Agua respectivamente (Figura 4). Según las dataciones obtenidas por nanofósiles en la peperita, se obtuvo una edad Eoceno medio (42,9 Ma) de acuerdo a las asociaciones de las especies diagnósticas: *Reticulofenestra umbilicata*, *Spbenodibus spiniger*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra dyctioida* y *Cyclicargolitus floridanus*.

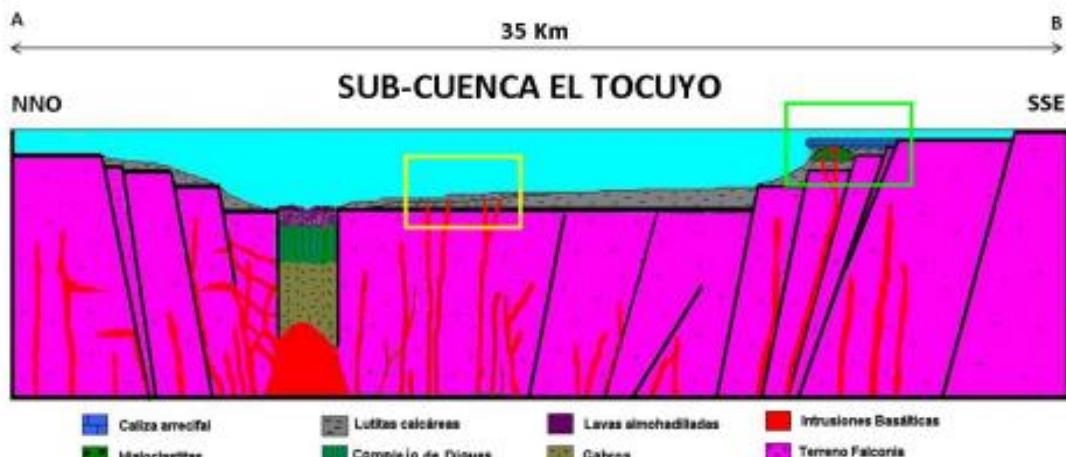


Figura 38. Modelo tectónico propuesto de la sub-cuenca extensional del Tocuyo para el Eocene medio, caracterizada por una rápida profundización y la intrusión de basaltos alcalinos intraplaca de origen mantelar, que formaron enjambres de diques máficos subverticales que fungieron de conductos alimentadores de lávadas almohadilladas submarinas, como las presentes en la quebrada Yaracuybare (cuadro amarillo) y el criptodomo de la secuencia bialoclastita-peperita-caliza localizado en la base del TOC-1S y detallado en la Figura 36 (cuadro verde). El basamento de la cuenca está constituido por el Terreno Falcónia. Ubicación de la sección A-B en la Figura 1.

La secuencia sedimentaria más profunda en pozos cercanos corresponde con la misma edad Eocene medio, siendo reportada por HAAK (1980), EVANS (1982) y RULL (1994) en el EGT-003 en informes inéditos, que es el pozo de mayor profundidad perforado (14.900') sobre la cresta del anticlinal de Cerro Misión en el subsuelo en la zona costa afuera de Golfo Triste con una extensión aproximada de 8 Km, lo que indica que las variaciones litológicas observadas se deben posiblemente a cambios de facies en la cuenca, desde ambientes plataformales (TOC-1S), a batiales y/o pelágicos (EGT-003). En el pozo EGT-003, una secuencia volcánica intrusiva dentro del Eocene medio ha sido señalada a profundidades mayores (13.390' – 13.419') que las apreciadas en el TOC-1S, lo que indica que la cuenca se profundiza hacia el este, tal y como se desprende de las interpretaciones estructurales efectuadas por TORIBIO (2012), conformando un espesor anómalo apreciable en sismica y que está caracterizado primordialmente por lutitas negras que reflejan unas facies caóticas dentro de esta secuencia desde el punto de vista sismico y donde además se genera un fallamiento lítico favorecido por este tipo de litología predominante dentro de la Formación Cerro Misión (Figura 39).

La cuenca extensional volcán-sedimentaria de Falcón oriental (Cuenca de Agua Salada) fue cerrada y drenada durante el Mioceno medio a tardío, junto con la también cuenca volcán-sedimentaria de Falcón central, generada más tarde, entre el Oligoceno y Mioceno medio, donde se depositó la secuencia de lutitas negras y turbiditas de las formaciones Pecaya y Paraíso, intrusionadas por al menos 15 cuerpos subvolcánicos intrusivos (desde diatremas basaníticas a mantos tolleíticos), con edades entre 23 – 15,4 Ma (MUESSIG 1984, McMAHON 2000). Ambas cuencas fueron recubiertas por sedimentos más jóvenes, desde el Oligoceno al Plioceno. La compresión que afectó a todas estas secuencias se produjo distalmente, probablemente debido a la colisión del arco de Panamá con el margen NO de Suramérica, y generó una serie

de cabalgamientos y pliegues, conocido como el Anticlinorio de Falcón. Esto explica por qué es posible hallar rocas volcánicas submarinas, inyectadas en sedimentos plataformales, a niveles muy inferiores que los de las rocas formadas en el centro de la cuenca, como los diques máficos intrusivos en lutitas negras (Formación Cerro Misión).

El desnivel existente actualmente entre la quebrada Yaracuybare y la sección volcánica del pozo TOC-1S supera los 2,3 km, lo cual indica que el tectonismo hundió las partes someras de la cuenca más de 4 km, e hizo aflorar las partes más profundas de la misma, cuya cobertura original, fue erosionada dejando el conjunto de diques alimentadores y su lutita encajante al descubierto. Un desnivel tectónico tan grande solo pudo haber sido causado por la acción de un complejo sistema de fallas, presente en la zona de estudio y claramente apreciable en la línea sísmica interpretada por TORIBIO (2012) con el levantamiento y hundimiento del basamento, creando una depresión estrecha cubierta por una fuerte cantidad de sedimentos desde al menos el Eocene medio hasta el reciente y controlada por este sistema de fallas transcurrentes de componente normal con desplazamiento dextral, en primera instancia asociado por cercanía a la falla Oca-Ancón, razón por la cual se aprecia el espesor anómalo observado a nivel del subsuelo de la secuencia sedimentaria Cerro Misión. Las fallas con componente normal de acuerdo a la interpretación de TORIBIO (2012) convergen en profundidad en forma de zona de fallas ramificadas (Figura 39). Según MONSALVE (2019), la zona sur del área de estudio estructuralmente está a unos 30 km de la falla de Boconó, a unos 6 Km de la falla Socoremo que es la sección este de la falla Oca-Ancón, así como a unos 40 km del tramo final de la falla de San Sebastián en la zona costa afuera, lo que implica influencia simultánea de estos tres grandes sistemas de fallas con una alta deformación y posibles estructuras profundas que controlaron la sedimentación en el área.

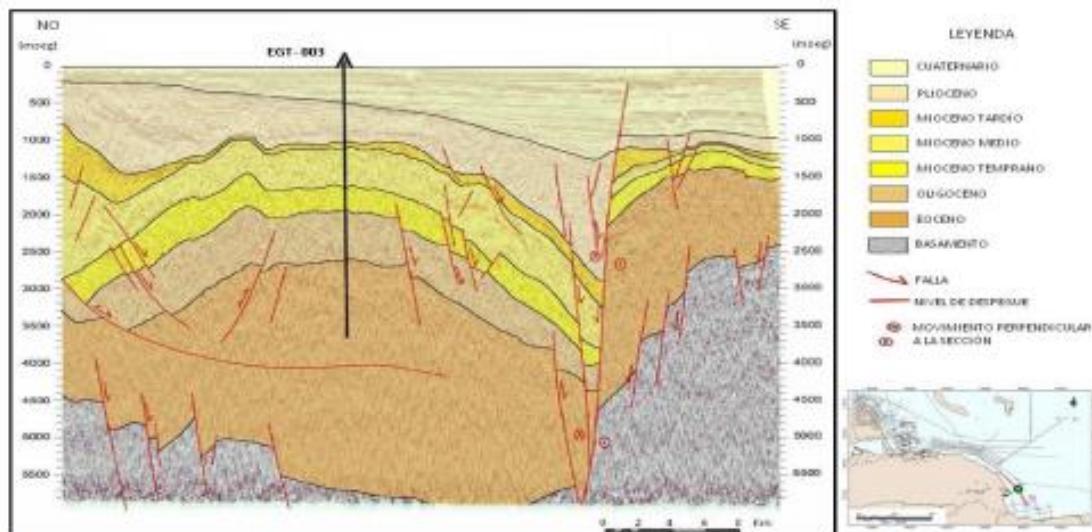


Figura 39. Sección sísmica interpretada en el área costa fuera de Golfo Triste con todas las secuencias estratigráficas de la Cuenca de Agua Salada y donde se ubica el pozo EGT-003, destacándose el Eoceno por un gran espesor anómalo dentro del cual se encuentran las volcánicas intrusivas (13.390' – 13.419'9") en la Formación Cerro Misión. Se visualiza el fallamiento principal generado por el sistema de fallas transcurrente Osa-Ancón a la derecha de la imagen que eleva parte de ese basamento. Modificado de Toribio (2012).

Los diques de Yaracuybare y ahora la presencia de las rocas volcánicas en la base del TOC-1S y en los pozos EGT-003 y Silva-1X se constituyen en la expresión más suroriental del magmatismo terciario en la Cuenca de Falcón oriental. Las rocas volcánicas de Yaracuybare fueron datadas por Baquero (2015) mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ arrojando una edad de $34,1 \pm 3,1$ Ma (Eoceno tardío). No obstante, en la revisión de este trabajo de geocronología también se obtuvo por duplicado otra edad mucho más vieja para el mismo dique D4 analizado ($42,4 \pm 3,4$ Ma), existiendo una diferencia entre ambas edades de aproximadamente 8,3 Ma, siendo la intrusión ignea en el segundo caso de edad Eoceno medio. El autor se inclinó por la primera datación ($34,1 \pm 3,1$ Ma) en virtud de que en la literatura geológica la Formación Cerro Misión oficialmente aparece fechada como Eoceno tardío (CIEN 1998), descartando por consiguiente la edad radiométrica más antigua obtenida en ese estudio con base al conocimiento que se tenía hasta ese entonces de esta unidad estratigráfica de Falcón oriental.

En función a las nuevas dataciones aportadas en esta investigación mediante el análisis bioestratigráfico de nanofósiles calcáreos realizado a la roca híbrida ó peperita (42,9 Ma), mezcla entre las rocas volcánicas y la caliza al tope de la base del TOC-1S, así como para la Formación Cerro Misión intrusionada y aflorante en Yaracuybare (40,5 Ma), la segunda edad radiométrica ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de $42,4 \pm 3,4$ Ma aportada por Baquero (2015), y que no fue tomada en consideración en su modelo geodinámico por la razón antes expuesta, es más consistente e incluso concordante con las nuevas edades

bioestratigráficas de alta resolución obtenidas en este estudio, lo que permite señalar sin lugar a dudas que el magmatismo en Falcón oriental es mucho más antiguo que lo establecido previamente por dicho trabajo, pudiendo ser datada igualmente la sedimentación inicial en la cuenca como Eoceno medio, con base en la contemporaneidad de ambos procesos referentes a la roca analizada (peperita).

Los procesos geodinámicos propuestos para explicar el origen de las volcánicas tanto en la base del TOC-1S (Figura 36) como en la Subcuenca del Tocuyo donde se ubica la quebrada Yaracuybare (Figura 38) encajan dentro del modelo geodinámico regional propuesto por GRANDE (2012) que postula un bloque alóctono definido como Terreno Falconia, constituido mayormente por un basamento continental de grado medio-alto de afinidad Grenvilliana (GRANDE y URBANI 2009, GRANDE 2013), de edad Meso-Neoproterozoica (0,98 – 1,0 Ga), en el cual durante el Paleoceno-Eoceno medio la cuenca foredeep existente entre el arco de islas y el margen norte de Suramérica se depositaron las unidades eocenas entre las cuales destaca la Formación Cerro Misión en Falcón oriental. Debido a un colapso extensional con el consecuente adelgazamiento cortical, se generó esta primera cuenca en el Eoceno medio-Mioceno temprano en el SE de Falcón, donde esta unidad sedimentaria fue depositada previamente (URBANI *et al.* 2015) (Figura 40). Este bloque Meso-Neoproteozoico acrecido al continente suramericano aflora en la mesa de Cocodite (Paraguana), y en los complejos de Yumare y El Guayabo, más al sur en el NE de Yaracuy.

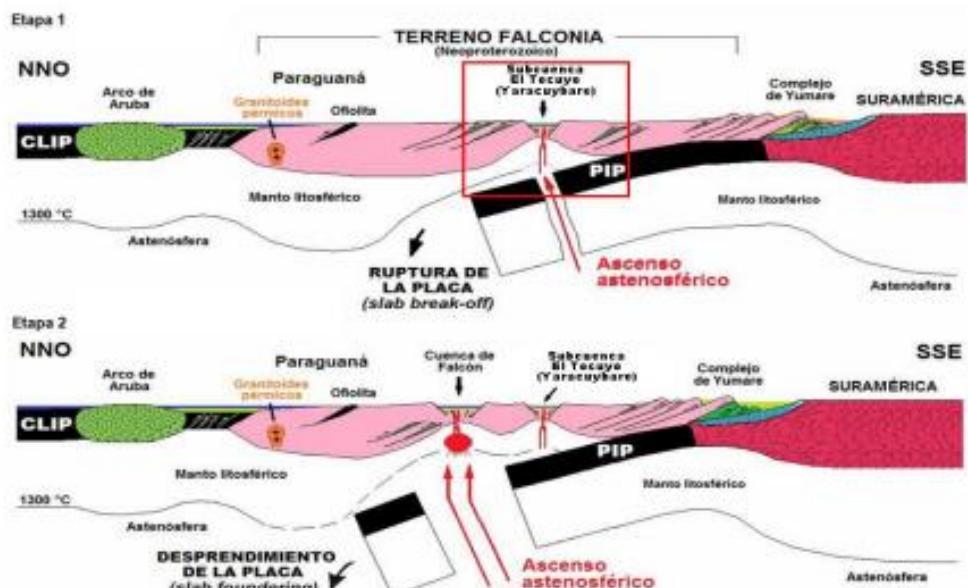


Figura 40. Modelo propuesto para la generación de la cuenca extensional del Tocuyo donde se ubica la quebrada Yaracuybare (cuadro rojo) y Falcón Central en el basamento correspondiente al Terreno Falconia. La Etapa 1 inició de acuerdo a las nuevas evidencias geológicas durante el Eoceno medio hasta el Mioceno temprano y la Etapa 2 durante el Mioceno temprano-medio. Tomado de GRANDE (2013).

Otra evidencia de actividad ignea registrada en el área de extensión de la Cuenca de Falcón oriental, además de los reportes previos donde han sido señaladas rocas volcánicas intrusivas dentro de la Formación Cerro Misión como lo son los pozos EGT-003 (13.390' – 13.420') y Silva-1X (5.650' – 5.790') durante el Eoceno medio, corresponde con el estudio efectuado por BUTENKO *et al.* (1981), quienes descubrieron a través de exploraciones submarinas con el minisubmarino "Calypso" entre los 90 y 100 m de profundidad en el área de Golfo Triste una franja de pináculos de 2 a 3 m de altura, los cuales sobresalen sobre el sedimento suelto al borde de un escarpe de la plataforma marina. Con el brazo mecánico del minisubmarino fue recuperada una muestra de uno de estos pináculos resultando la descripción macroscópica como: "una lava vesicular con características de escoria volcánica muy porosa de color marrón oscuro, con segmentos de color negro y rojizo. En un corte transparente se observa una matriz amorfa con lineaciones donde destacan fragmentos de vidrio volcánico en forma de agujas y microcristales de cuarzo dispersos en la matriz". En esa investigación se efectuaron adicionalmente perfiles acústicos donde claramente se destacan de cuatro a cinco pináculos que sobresalen del fondo marino (Figura 41).

El área donde aparecen estos pináculos dentro de la plataforma se encuentra prácticamente alineada con la ubicación del pozo TOC-1S en tierra firme y muy cerca de la ubicación del pozo EGT-003 en un corredor con una dirección actual aproximada N75-80E (Figura 42), por lo que no se descarta que estos pináculos encontrados costa afuera no sean sino otra expresión adicional de tentativos "diques intrusivos

"tipo Yaracuybare" expuestos sobre la plataforma submarina de Golfo Triste, en franca alineación al área de actividad ignea intrusiva eocena de la Subcuenca del Tocuyo aflorante en el continente, donde se localiza la quebrada Yaracuybare así como en los pozos TOC-1S y Silva-1X.

Desde el punto de vista geofísico es posible apreciar otras evidencias en el subsuelo en la región de estudio a través del mapa residual de anomalías de Bouguer realizado para el área de Falcón oriental, mediante el levantamiento gravimétrico de 881 estaciones, donde se aprecia muy claramente alineados en sentido E-O varias anomalías positivas superiores a los 12,6 miligales. Hacia la parte norte del mapa, se tiene un fuerte contraste de densidades en relación a las áreas vecinas y que está referido con el Alto de Esperanza – Guacharaca, donde aflora el Eoceno medio (HUNTER 1972, DÍAZ DE GAMERO 1985b, DURÁN 1989). Esto pudiera estar indicando la existencia a nivel del subsuelo de rocas ígneos-metamórficas afines al Terreno Falconia por debajo de la cobertura sedimentaria, quizás muy próximas a la superficie. Específicamente donde se localizan las rocas volcánicas como en los pozos TOC-1S, Silva-1X y la quebrada Yaracuybare las anomalías gravimétricas arrojan valores entre 5,1 – 10,1 miligal (Figura 43). En el pasado, levantamientos gravimétricos tempranos efectuados por la North Venezuelan Petroleum y la Creole con la balanza de torsión indicaban una cuenca casi uniforme con orientación E-O, cuya parte más profunda parecía estar al sur de Pozón (KUGLER 1949), como en efecto se destaca en el nuevo mapa de Bouguer realizado donde se tienen hacia esa zona anomalías negativas con valores de hasta -14,2 miligal.

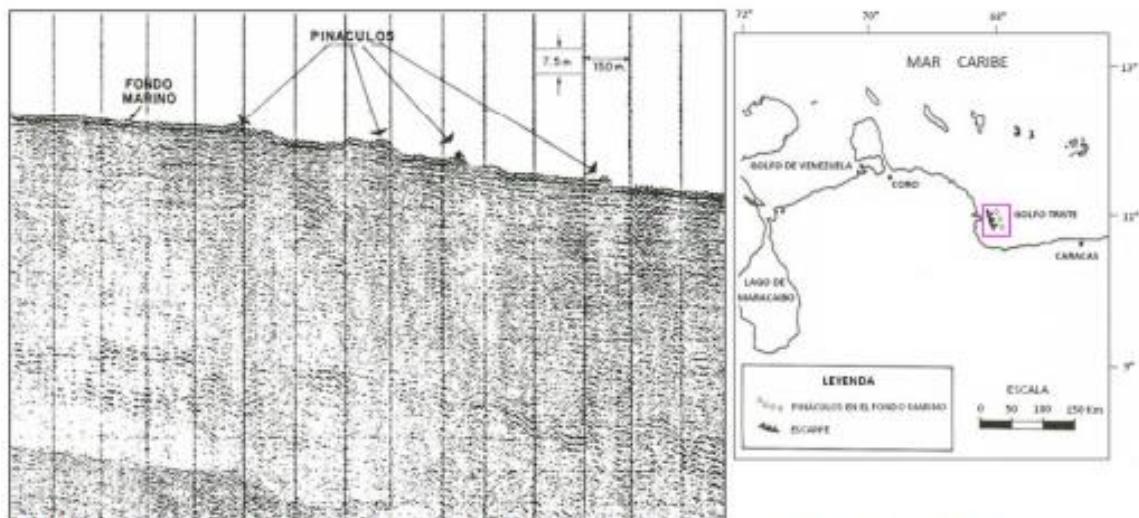


Figura 41. Perfil de pulso acústico del fondo marino de Golfo Triste donde se aprecian los pináculos volcánicos de 2 – 3 m de altura. Sección paralela al borde del escarpe a 98 m de profundidad ubicada en el mapa de la derecha. Tomado de BUTENKO et al. (1981).

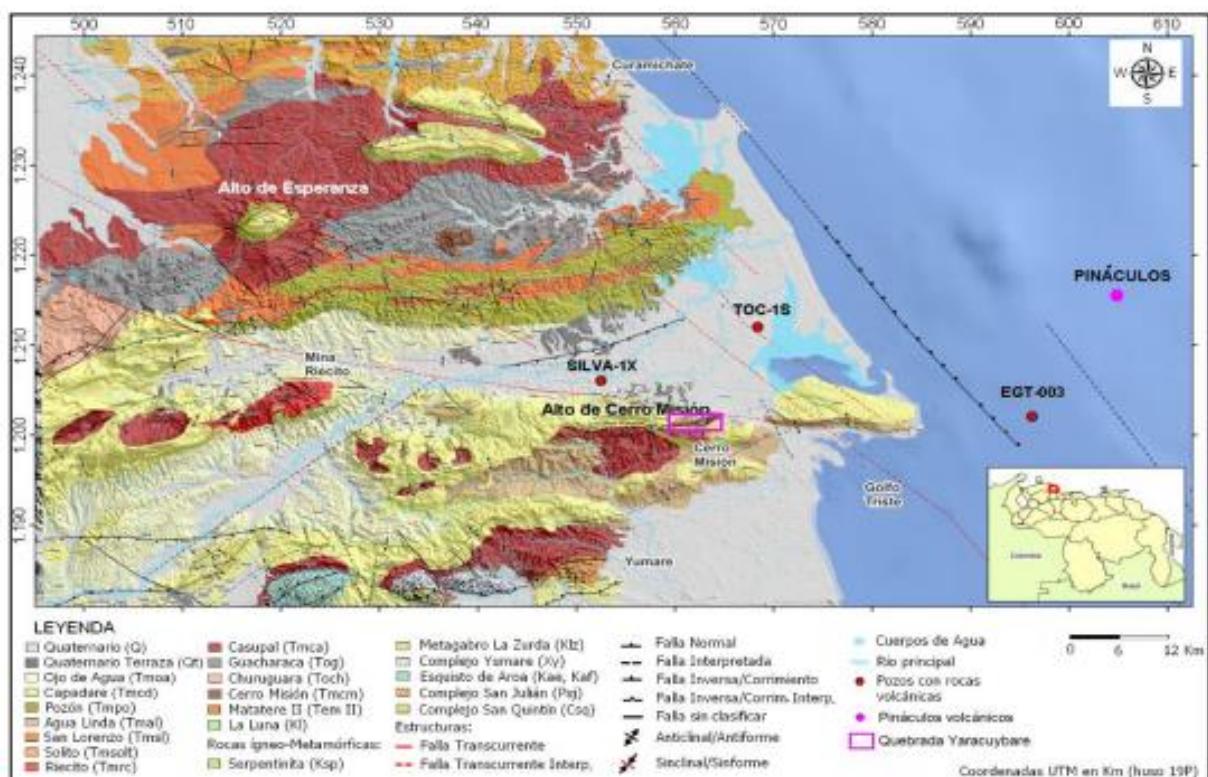


Figura 42. Mapa geológico de Falcón Oriental donde se visualiza la ubicación Costa Afuera de los pináculos volcánicos reportados por BUTENKO et al. (1981) en relación a la localización de los pozos EGT-003, TOC-1S, Silva-IX y la quebrada Yaracuybare.

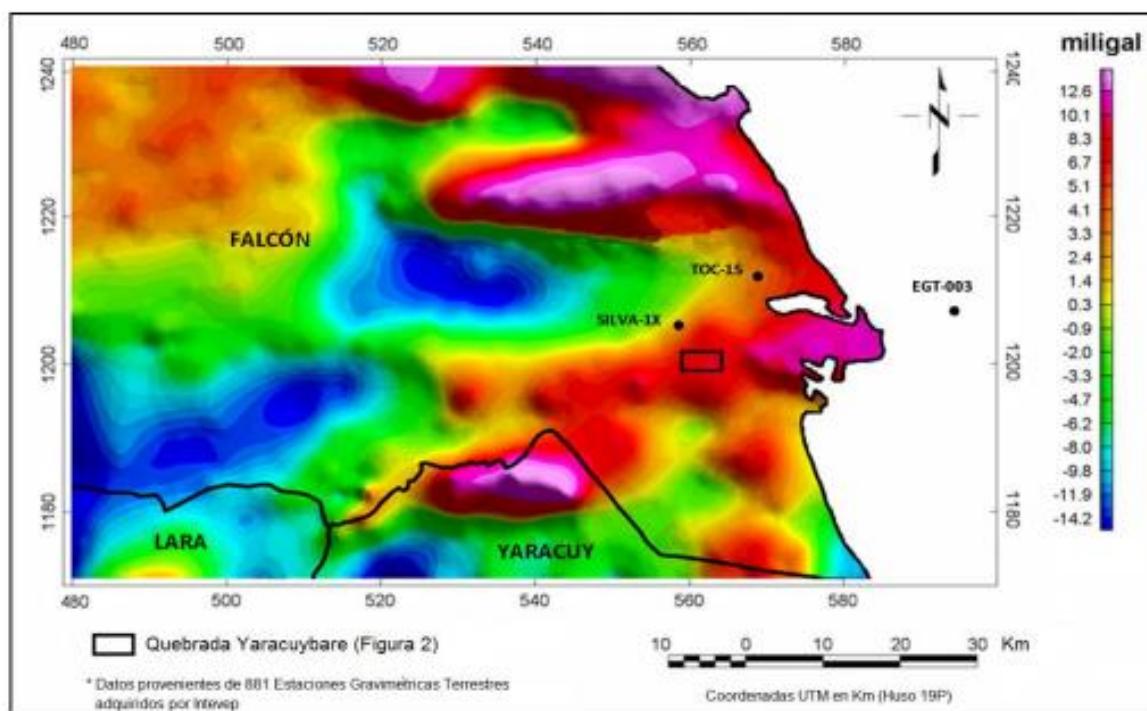


Figura 43. Mapa gravimétrico de anomalías de Bouguer residual del área de la Cuenca Agua Salada en Falcón Oriental donde se destacan los principales contrastes de densidades y las localidades y pozos de interés estudiados.

Igualmente en estos estudios realizados por la North Venezuelan Petroleum ya se señalaba un “cinturón de resistencia” localizado al norte de Pozón, justamente debajo de lo que corresponde con el Alto de Esperanza-Guacharaca, zona que actualmente refleja esta alta anomalía gravimétrica. Este “bloque resistivo” según KUGLER (1949) provocó que el plano de empuje de la falla de corrimiento desde el sur del área tuviera un buzamiento relativamente pronunciado allí y no un ángulo bajo como en la cuenca profunda, y que además “era posible que en algún lugar del Valle del Tocuyo esta estructura soterrada fuera la fuente de los sedimentos de las arenas del Salto”, lo que efectivamente condicionó tanto la sedimentación de este miembro de la Formación San Lorenzo en los flancos norte y sur de la estructura, así como de otras unidades estratigráficas de la zona e incluso afectara al anticlinal de Pozón.

Otra zona de fuerte contraste de densidades en el subsuelo (>10.1 miligal) se aprecia en el extremo oriental de Falcón justo bajo las localidades de Chichiriviche y Tucacas, donde a nivel superficial están expuestos los grandes acantilados de caliza masiva fosilífera de la Formación Capadare del Mioceno medio. Esta área es muy próxima a Yaracuybare, zona donde se produjo el adelgazamiento cortical, y que sería más acentuado hacia el Este de acuerdo a estos nuevos datos geofísicos, lo que derivó en el posterior magmatismo por la descompresión del manto superior. Esta anomalía muy claramente se extiende costa afuera tal y como lo reflejan los mapas de gravedad

absoluta y anomalías gravimétricas satelitales de Venezuela noroccidental realizados por ORIHUELA *et al.* (2011), donde se encuentra ubicado tanto el pozo EGT-003 como los pináculos volcánicos, alineados con este alto gravimétrico en tierra y donde se presentan tanto las intrusiones ígneas a 4 Km de profundidad dentro de la Formación Cerro Misión (EGT-003) así como las volcánicas expuestas al borde de la plataforma de Golfo Triste (pináculos).

La tercera zona con un alto gravimétrico (>12.6 miligal) se ubica en la parte sur del mapa (Figura 43), en franco paralelismo con el Alto de Esperanza-Guacharaca al Norte y clara alineación en sentido E-O, pero de menor extensión geográfica que la anterior. Esta anomalía corresponde con el Complejo de Yumare, constituida por la asociación metaignea aflorante de la suite anortosita-mangerita-charnockita-granito (AMCG) del Meso-Neoproterozoico y afinidad Grenvilliana (GRANDE y URBANI 2009), la cual es coincidente también con un levantamiento aeromagnético del noroccidente del país realizado en 1959 por la empresa Gulf Research & Development Company (GRDC 1959), del cual sólo se conoce el mapa de contornos de la segunda derivada vertical del campo magnético total, donde la zona de Yumare muestra muy altos contrastes positivos y negativos magnéticos y con una extensión hacia el SO donde aflora el Esquisto de Aroa, sugiriendo que debajo de dicha unidad podría haber una continuidad de rocas del tipo Complejo Yumare. La mayor

anomalía magnética alcanza una amplitud de 100 nT y ocurre justamente sobre el cuerpo de anortosita de la mitad septentrional del cerro de San Quintín, caracterizado con altas concentraciones de magnetita, ilmenita y hematita, tanto en la roca fresca, como en el material residual y aluviones de las quebradas (URBANI *et al.* 2015b). El mapa gravimétrico presentado en esta investigación es consistente además en el área de Falcón oriental con el mapa de anomalías de Bouguer realizado para toda Venezuela occidental como parte de la integración y homologación de datos gravimétricos efectuados por ARAUJO y ORIHUELA (2020).

Sin embargo, el levantamiento de GRDC (1959) no reflejaba ninguna anomalía magnética relevante hacia el Norte, específicamente sobre el Alto de Esperanza-Guacharaca, donde se tienen las más altas anomalías gravimétricas de Bouguer de acuerdo a los nuevos datos geofísicos adquiridos en campo, pero estas fueron detectadas y aparecen reflejadas en el nuevo mapa de anomalías magnéticas realizado en el área donde se presentan zonas alineadas en clara orientación E-O coincidentes con las anomalías gravimétricas (Figura 44), por lo que no se descarta la presencia de parte de ese basamento continental de edad Meso-Neoproterozoico hacia la zona norte del estudio.

A nivel superficial en el Alto de Esperanza-Guacharaca aflora una unidad con sedimentos datados como de edad Eoceno medio (DÍAZ DE GAMERO 1985, DURÁN 1989) que fue cartografiada inicialmente por geólogos de la North Venezuelan Petroleum como un domo concéntrico aislado dentro de la Formación Guacharaca de edad Oligoceno en la vía principal Yaracal-Coro y también al este de la anterior estructura aflora otro domo conocido como Cerro Campana. Esta unidad aflorante fue llamada luego por KUGLER H. G. como "Formación Esperanza" en informes privados, pero su nombre nunca se publicó y fue utilizado posteriormente para una unidad del Cretácico de Barinas (DÍAZ DE GAMERO 1985). KUGLER (1949) consideraba a esta unidad de Esperanza como otra potencial roca madre en base a las evidencias de producción de petróleo liviano en el Campo Mene de Acosta en un intervalo Eoceno (Pozo N° 57).

La expectativa original para el Campo Mene de Acosta era encontrar petróleo en el Eoceno ó en el "Eoceno-Oligoceno de Guacharaca" y en estratos más profundos no aflorantes del anticlinal de El Mene (SUTER 1947). En el año 1948 el pozo Esperanza-1 fue perforado en lo más alto de dicha estructura con una profundidad total alcanzada de 4.273', identificándose más de 1.200 m de lutitas negras-gris de edad Eoceno tardío de la "Formación Esperanza" (FINDLAY 1985). La secuencia de Esperanza fue interpretada por HUNTER (1972) como un flysch, conformada por una intercalación de lutitas con limolitas y areniscas de grano fino en capas delgadas pero carentes de las estructuras sedimentarias diagnósticas típicas para este tipo de secuencias.

Las calizas interpretadas al tope de la base del TOC-1S (22), justamente por arriba de la peperita se plantean como equivalentes a las calizas orbitoidales lenticulares de Cerro Campana descritas originalmente por WIEDENMAYER (1924) al norte-noroeste de Mene de Acosta, en virtud de las similitudes litológicas descritas en ambos casos, calizas con abundantes macroforaminíferos, restos de corales y algas rojas. La edad determinada por SENN (1937) originalmente fue Eoceno tardío en base a los foraminíferos grandes, los cuales fueron descritos por GORTER y VAN DER VLERRK (1932) y GRAVELL (1933). Justo en el contacto de la peperita donde está involucrada esta caliza, la edad es correspondiente con el Eoceno medio, es decir, más antigua de lo que fue planteada inicialmente por SENN (1937), y estarían incluidas dentro de la Formación Cerro Misión al tope, a pesar de que esta unidad sedimentaria corresponde fundamentalmente a una facies litológica arcillosa conformada por lutitas negras calcáreas. DÍAZ DE GAMERO (1985) señala que las mismas especies de foraminíferos originales descritas en las calizas orbitoidales han sido encontradas en calizas de la Formación Paují, en la Formación Pagüey y en la Formación Punta Mosquito, siempre intercaladas con lutitas ricas en foraminíferos planctónicos de la parte más joven del Eoceno medio de acuerdo a trabajos de FURRER (1967, 1971), lo cual es consistente en edad con el Eoceno medio identificado en esta investigación a través de las especies de nanoplancton calcáreo. Trabajos como el de SUTER (1947) indicaban que entre El Mene y Menecito se produjeron algunos pequeños biohermos orbitoidales y de briozoarios en un mar somero que permitió el desarrollo de estos cuerpos lenticulares de calizas.

Estas calizas orbitoidales han sido objeto de debate en el pasado en cuanto a su posicionamiento estratigráfico, y no han sido estudiadas desde los trabajos iniciales como refleja DÍAZ DE GAMERO (1985), quien las excluyó de la parte basal de la Formación Guacharaca, donde habían sido originalmente incluidas en esa posición estratigráfica por H. H. RENZ (LEV 1956). Aunque DÍAZ DE GAMERO (1985) señala que las calizas con orbitoides se asignan a una unidad no nombrada de edad Eoceno medio-tardío, por encima de la cual se encuentra la Formación Guacharaca, WHEELER (1963) mencionaba el estado de extrema confusión existente en torno al contacto entre las formaciones Cerro Misión y Guacharaca, sugiriendo que el mismo se coloque justo por encima de la sucesión de lutitas y calizas orbitoidales y que este contacto era además discordante con Guacharaca. Es por esta razón que quizás parece cónsono en base a los hallazgos determinados en la base del TOC-1S y a la sugerencia de WHEELER (1963), plantear por arriba de estas calizas blanquecinas macrofósiliferas el contacto superior de la Formación Cerro Misión.

No obstante, será necesario analizar en futuros estudios con mayor detalle todas las relaciones estratigráficas existentes y los contactos entre la Formación Cerro Misión, la Formación Guacharaca, la "Formación Esperanza", la Formación Matatere

e incluso el pequeño cuerpo de caliza Eoceno con abundantes ejemplares del género *Nummulites* descrito por JAIMES (2008) al sur de Yumare, mediante el análisis detallado de bioestratigrafía e información de campo, de forma tal de dilucidar aspectos aún no tan claros sobre estas unidades estratigráficas.

El mapa de anomalías magnéticas de la zona de Falcón oriental refleja muy claramente en las zonas con alta susceptibilidad magnética asociadas a rocas volcánicas como los pozos TOC-1S, Silva-1X y la quebrada de Yaracuybare contrastes magnéticos entre 10 - 36,6 nT en comparación con las zonas aledañas, y el Complejo de Yumare y la región donde se ubica el Esquisto de Aroa muestra las mayores anomalías magnéticas con máximos de hasta 83,4 nT (Figura 44).

Desde el punto de vista exploratorio la integración de toda la información geológica de la zona evidencia que la sedimentación en la zona oriental de Falcón se encuentra influenciada por diversos episodios de variación en las condiciones tectónicas, pasando por fases distensivas, extensivas y transcurrentes además de diversos ciclos eustáticos ocurridos en la cuenca que introducen mayor complejidad a la evolución estratigráfica de la cuenca. La complejidad estructural también se encuentra presente por la influencia de los tres grandes sistemas de fallas (falla de Boconó, falla de Oca-Ancoán y falla de San Sebastián) con estructuras profundas como las sugeridas por los métodos geofísicos adquiridos en la zona (anomalías gravimétricas y magnéticas), las cuales no habían sido identificadas anteriormente por la poca cobertura sísmica en el área y que sin duda hay que tener presentes en los análisis del sistema petrolífero del área.

En la Cuenca Oriental de Falcón se sustenta un modelo de evolución polifásico, resaltando episodios de extensión (Eoceno medio-Oligoceno), inversión parcial (Mioceno temprano-medio) y transcurriencia (Mioceno medio-actualidad), con estructuras que cortan parte del basamento. El modelo de generación planteado para la Cuenca Agua Salada es que esta se originó como una cuenca asociada al periodo de extensión, específicamente durante el Eoceno medio, afectada por intrusiones volcánicas contemporáneas a su génesis (TOC-1S, Yaracuybare, EGT-003, Silva-1X, Golfo Triste), episodios más antiguos que los reportados en la Cuenca Central de Falcón. La división de la Cuenca Agua Salada (subcuencas Hueque y El Tocuyo) fue producto de la exposición del Alto de Esperanza – Guacharaca durante el Mioceno temprano, en un contexto de tectónica de inversión. Durante el Oligo-Mioceno esta cuenca estuvo conectada a la Cuenca de Falcón central, por la configuración tectónica se formaron graben y horst que controlaron la sedimentación, con fuerte subsidencia, generando depósitos marinos profundos en los depocentros, además de depósitos carbonáticos y clásticos de ambientes transicionales-continentales en los bordes, algunos de los cuales fungen como rocas reservorios.

Al analizar los controles estructurales en superficie y la geometría del basamento de la subcuenca El Tocuyo hay una relación directa de estructuras que pueden ser trampas, rutas de migración, menes y la carga en los pozos de los campos petroleros Mene de Acosta, Rieciro y Pozón. Las evidencias de menes y pozos productores muestran de manera inequívoca la presencia de un sistema petrolífero activo, el cual en 100 años de historia exploratoria aún se trata de comprender. El entendimiento detallado de la geología de esta área favorecerá la propuesta de nuevas oportunidades exploratorias reduciendo con ello el grado de incertidumbre y los riesgos asociados.

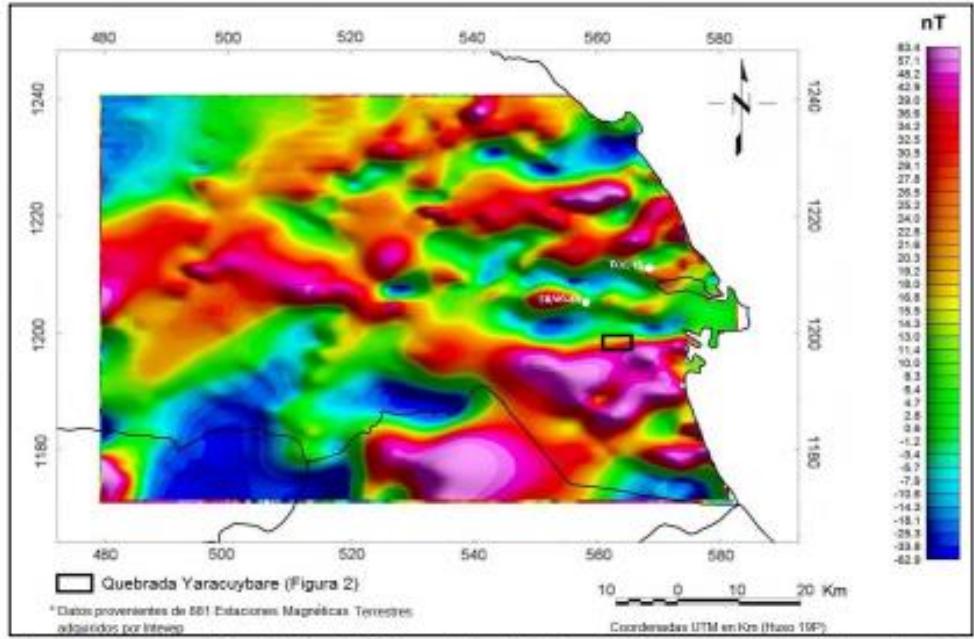


Figura 44. Mapa de anomalías magnéticas del área de la Cuenca Agua Salada en Falcón Oriental donde se destacan los principales contrastes magnéticos y las localidades y pozos de interés estudiados.

CONCLUSIONES

Los análisis petrográficos, mineralógicos, geoquímicos y bioestratigráficos detallados de las rocas presentes en la base del pozo TOC-1S en la Cuenca de Agua Salada en Falcón oriental permiten concluir que la litología presente en el mismo está conformada por rocas ígneas volcánicas definidas como hialoclastitas, de diversos tamaños granulométricos entre las cuales se destacan: hialoclastitas finas, hialoclastitas granulares, areniscas hialoclasticas, brechas hialoclasticas, además de una lava basáltica olivínico-clinopiroxénica porfídica y peperita fosilífera como parte de una secuencia volcánica compleja, inéditas para la Cuenca de Falcón y el país, en virtud de que no han sido reportadas previamente rocas volcánicas extrusivas de esta naturaleza.

Las rocas presentan texturas clásicas *in situ* tales como "jigsaw-fit" ó de rompecabezas, al igual que intervalos donde se evidencia resedimentación de estas, manifestado por la presencia de finas laminaciones y gradación de clastos volcánicos, apreciado tanto a nivel macroscópico como microscópico, como parte de una intrusión somera de un criptodomo basáltico dentro de una secuencia no consolidada de lutita-caliza preexistente saturada en agua correspondiente con las primeras etapas de sedimentación de esta cuenca. Estas rocas hialoclasticas de acuerdo a las asociaciones mineralógicas descritas alcanzaron una zona de diagénesis tipo IV de acuerdo al esquema de GIFFINS (2001). En la quebrada Yaracuybare por su parte se identificó petrográficamente un basalto porfídico con numerosos fenocristales cloritizados y luego carbonatizados de olivino en una matriz interseccional fuertemente epidotizada y carbonatizada con microlitos de plagioclasa también carbonatizados que alcanzó la zona de diagénesis V (GIFFINS 2001), también denominada de anchimetamorfismo.

Los análisis mineralógicos en roca total efectuados por DRX arrojaron como principales fases minerales a la analcima, saponita y calcita en orden de importancia. Los diagramas geoquímicos realizados confirman el carácter alcalino de la lava basáltica identificada y analizada, la cual resulta de un ambiente tectónico intraplaca, lo que representa desde el punto de vista geodinámico los primeros episodios de la apertura de una cuenca extensional debido al *slab break-off* en esta zona de Falcón oriental. La inversión de la cuenca durante finales del Mioceno temprano e inicios del Mioceno medio (AUDEMARD 1995, GHOSH *et al.* 1997) y el posterior fallamiento exhumaron las partes más profundas sometidas a diagénesis profunda, ahora expuestas en la quebrada Yaracuybare, y hundieron las calizas plataformales que se encuentran en la parte superior de la base del TOC-1S, lo cual indica e implica un movimiento relativo de los bloques fallados en la zona del orden de más 4 km aproximadamente y que está relacionado muy probablemente con el sistema de falla transcurrente Oca-Ancón.

El magma basáltico olivínico que generó los diques que afloran en Yarauybare, inyectados desde el manto superior debido a un adelgazamiento cortical y litosférico sufrido por el

basamento continental Meso-Neoproterozoico de afinidad Grenvilliana denominado Terreno Falconia, y las inyecciones basálticas que interaccionaron con el agua marina como flujos almohadillados dentro de los sedimentos carbonáticos plataformales y dentro de los clásticos finos de ambiente nerítico generó una fragmentación no explosiva que desarrolló la compleja secuencia de rocas hialoclasticas y la desvitrificación del vidrio volcánico, lo que a su vez generó una compleja secuencia de cementación que obedece a diversos estadios diagenéticos debido a la posterior profundización y el alto gradiente geotérmico alcanzado por la cuenca. Hacia la sección superior de esta secuencia volcánica donde se encuentran la peperita fosilífera, la datación bioestratigráfica con base en las asociaciones de las especies de nanoplancton calcáreos diagnósticos: *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus spiniger*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra dyctioida* y *Cyclargolithus floridanus* arrojó una edad de 42,9 Ma, mientras que en las lutitas de la Formación Cerro Misión adyacente a los diques ígneos las asociaciones de nanofósiles arrojaron una edad de 40,5 Ma, correspondientes ambas dataciones con el Eoceno medio.

La peperita descrita en el núcleo es importante en la reconstrucción paleoambiental del área y en la datación del evento intrusivo, puesto que demuestra la contemporaneidad del magmatismo a través de la deposición de material volcánico con las facies sedimentarias iniciales de la cuenca, fechando con precisión este evento y se plantea además la redefinición de la edad de la Formación Cerro Misión en la estratigrafía regional de Falcón oriental como Eoceno medio, debido a la alta resolución bioestratigráfica alcanzada mediante las asociaciones de nanofósiles calcáreos determinados en las muestras. De igual forma, la peperita y las hialoclastitas descritas son indicativos de la proximidad de chimeneas volcánicas que generaron el criptodomo basáltico propuesto como modelo geológico conceptual en la base del TOC-1S.

De igual forma las calizas plataformales con macroforaminiferos de edad Eoceno medio presentes en el subsuelo por arriba de la peperita del TOC-1S se plantean como equivalentes estratigráficos de las calizas orbitoidales tipo Cerro Campana descritas en superficie por SENN (1937), y las mismas se ubican al tope dentro de la Formación Cerro Misión como lo sugiere WHEELER (1963), estando el contacto estratigráfico con la Formación Guacharaca del Oligoceno justo por arriba de esta litología carbonática.

Las evidencias en el área de estudio de estos diques ígneos dentro de la Formación Cerro Misión, y de rocas volcánicas intrusivas en los pozos Silva-1X y el EGT-003 dentro de esta formación, además de los pináculos volcánicos descritos por BUTENKO *et al.* (1981) y expuestos sobre el fondo marino de la plataforma del Golfo Triste, representan en la actualidad las expresiones superficiales y en subsuelo más antiguas y orientales del magmatismo terciario de la Cuenca de Falcón, confirmando que toda el área estudiada correspondiente a la subcuenca del Tocuyo dentro de la Cuenca de Agua Salada se constituyó en un corredor de actividad volcánica de orientación actual aproximada N75-80E, justamente alineado

con el eje central de esta cuenca extensional durante el Eoceno medio y también durante el Oligoceno.

Evidencias de tipo geofísico ayudan a sustentar los resultados anteriores mediante un nuevo mapa de anomalías de Bouguer y de anomalías magnéticas realizados para el área, los cuales reflejan en el subsuelo zonas con ese tentativo adelgazamiento de la corteza lo que permitió luego que conductos verticales alimentadores de magma desde el manto superior formara a los diques y extrusiones submarinas basálticas ahora expuestos en Yaracuybare y también a la generación de criptodomos dentro de la Formación Cerro Misión y a la formación de pináculos volcánicos sobre la plataforma marina de Golfo Triste. Estos ductos atravesaron todo el basamento continental Meso-Neoproterozoico, lo que se evidencia con zonas de alto contraste gravimétrico con anomalías superiores a los 10,1 miligales y de altos contrastes magnéticos (10 - 36,6 nT), este basamento aflora y se encuentran expuesto más hacia el sur de la zona de estudio, en los cerros de Yumare y El Guayabo (GRANDE y URBANI 2009) de edad Greenvilliana (1.150 a 950 Ma, U-Pb, zircón, URBANI *et al.* 2012), y también es preponderante la anomalía gravimétrica ($>12,6$ miligales) y magnética (83,4 nT) hacia la zona norte del estudio sobre el Alto de Esperanza-Guacharaca, aunque se desconoce si este basamento aflora en dicha área, lo cual puede ser corroborado mediante futuros trabajos de geología de superficie en la zona.

El análisis geológico integrado del área a partir de los aportes dados en este estudio son fundamentales para entender la cronoestratigrafía y geodinámica de la zona y cómo la tectónica Caribe afectó la configuración estructural del oriente de Falcón, al igual que se refina y establece con mayor precisión el cuadro cronoestratigráfico inicial de la Cuenca de Falcón Oriental en virtud de mejorar la resolución bioestratigráfica de la unidad sedimentaria correspondiente a la Formación Cerro Misión fechándola 8,7 Ma más vieja de lo que se ha sido reportada hasta los momentos y fijar con mayor exactitud el inicio de apertura de esta cuenca, lo que sin lugar a dudas tendrá impacto posteriormente en los modelos geoquímicos que se realicen para el conocimiento detallado del sistema petrolífero del área. Esta secuencia estratigráfica además de su espesor y características litológicas particulares puede representar una potencial "roca madre" en la zona. Es pertinente efectuar estudios geoquímicos orgánicos más detallados de esta unidad a nivel de afloramientos y del subsuelo, al mismo tiempo que ordenar y actualizar las unidades estratigráficas con información geológica de campo más nueva, incluso analizar en detalle la unidad informal denominada "Formación Esperanza", para lograr un marco estratigráfico mucho más claro y completo de toda la columna sedimentaria de la Cuenca de Agua Salada y que se transforme en una herramienta de provecho para estudios exploratorios exhaustivos.

Adicional al adelgazamiento cortical acaecido durante el Eoceno medio que favoreció la inyección de los magmas basálticos y hialoclastitas que aparecen en la base del TOC-1S, Yaracuybare, EGT-003, Silva-IX y región costa afuera de Golfo Triste, este evento tectónico afectó el flujo de calor,

manifestado en altos gradientes geotérmicos en pozos del área, y la posible madurez en cierta medida de esta potencial roca madre desde esas etapas tempranas de generación y expulsión de hidrocarburos hasta su posterior almacenamiento en las rocas reservorios del área. A partir de esta investigación se tienen una serie de elementos geológicos de relevancia que permitirán en el futuro próximo definir otros análisis más detallados en la zona con fines prospectivos en la búsqueda de hidrocarburos livianos, los cuales ciertamente han sido explotados desde etapas muy tempranas por la industria petrolera en los campos de Falcón oriental. El conocimiento detallado de todos los elementos que conforman el sistema petrolero de la zona facilitará la propuesta de nuevas áreas exploratorias con un menor riesgo e incertidumbre.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a INTEVEP por otorgar el permiso para publicar los datos reflejados en este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P. A. and J. R. ALLEN. 2005. *Basin analysis: principles and applications*. Wiley - Blackwell, Second Edition. 560 p.
- AGNINI, C., E. FORNACIARI, I. RAFFI, D. RIO, U. ROHL and T. WESTERHOLD. 2007. High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: Implications for calcareous nannoplankton evolution. *Marine Micropaleontology*, 64: 215-248.
- ARAUJO, F. y N. ORIHUELA. 2020. Integración y homologación de datos gravimétricos en el occidente de Venezuela para el cálculo de la anomalía de Bouguer de los Andes de Mérida. *Rev. Téc. Ing. L.U.Z.*, 43 (2): 65-71.
- AUDEMARD, F. 1995. La Cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica. *IX Congreso Latinoamericano de Geología*, Caracas. 19 p.
- BAQUERO, M., S. GRANDE, F. URBANI, U. CORDANI, K. SATO, P. SCHAAF, C. HALL, D. MENDI, M. y AZANCOT. 2011. New LA-ICP-MS U-Pb zircon dating, $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ and Sm-Nd model ages: Evidence of the Grenvillian event in the basement of the Falcón and Maracaibo basins, northwestern Venezuela. *14th Latin American Geological Congress, Symposium Tectonic evolution of Western Gondwana: Linking Precambrian basement architecture with terrane processes*, Medellín, Colombia, Abstracts, 1: 320 - 321.
- BAQUERO, M. 2015. *Evolución geodinámica del Noroccidente de Venezuela, basadas en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isotópicas*. UCV, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Tesis Doctoral. 259 p.
- BASTOS, P., F. ROMERO, K. SZTRAKOS, M. BAQUERO, J. MÉNDEZ-BAAMONDE, y T. BOESI. 2010. Modelo estratigráfico regional. En: BAQUERO M. & F. ROMERO (eds), *Proyecto de Generación de Oportunidades Falcón Oriental*, Reporte Técnico Final, PDVSA Exploración, Puerto La Cruz, 124 - 213.
- BERGGREN, W., D. KENT, C. SWISHER and M. AUBRY. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 54: 129 - 212.
- BLAKELY, R. 1995. Magnetic Potential. In: *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. 65-80. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511549816.005.
- BLOW, W. H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: BRONNIMAN, P. and H. H.

- RENZ (Eds). *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, 1: 199 – 422.
- BOESI, T. and D. GODDARD. 1991. A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, Northwestern, Venezuela. In: BIDDLE, K. T. (Ed). Active Margin Basins. *American Association of Petroleum Geologists*, memoirs, 52: 303-319.
- BOLLI, H. M. and J. B. SAUNDERS. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. En: H.M. Bölli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (Eds). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Science Series (Great Britain), 169-175.
- BOLLI, H.M., J.B. SAUNDERS and K. PERCH-NIELSEN. 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 1032 p.
- BOGGS, S. 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Mcmillan Publishing Company, New York, USA, 707 p.
- BOUDAGHER-FADEL, M. 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera: developments. *Paleontology and Stratigraphy*, 21, Elsevier, Amsterdam, 545 p.
- BOUDAGHER-FADEL, M., PRICE, G. D. and E. KOUTSOUKOS. 2010. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Oligocene-Miocene carbonate succession in Campos Basin, southeastern Brazil. *Stratigraphy*, 7(4): 283 – 299.
- BOWN, P. R. and DUNKLEY JONES, T. 2012. Calcareous nannofossils from the Paleogene equatorial Pacific (IODP Expedition 320 Sites U1331-1334). *Journal of Nanoplankton Research*, 32(2): 3-51.
- BUKRY, D. and S.F. PERCIVAL. 1971. New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Stud. Geol. Paleontol*, 8: 123-46.
- BUTENKO, J., J. P. BARBOT y J. DAZA. 1981. Singularidades geológicas exploradas con el Minisubmarino del "Calypso" en Venezuela. *Revista Técnica Interp* (1): 27 – 35.
- CAMACHO, A. y M. MIJARES. 1989. *Geología de la zona de Sanare - Buena Vista, Sector Agua Linda, Distrito Silva, estado Falcón*. UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado. 97 p.
- CAMACHO, A., M. MIJARES y W. SCHERER. 1989. Geología de la zona Sanare-Buena Vista, sector Agua Linda, estado Falcón, Venezuela. *Geol. Caracas*, 29: 18-24.
- CAMPOSANO, L., F. URBANI, P. VISCARRET, H. FOURNIER y I. BARITTO. 2006. Rocas volcánicas de la zona de Sanare, estado Falcón (Resumen). *Geol. UCV, Caracas*, 38 (2005):15-17 + cartel en CD.
- CAS, R. F. A and J. V. WRIGHT. 1987. *Volcanic successions: modern and ancient*. George Allen & Unwin, London. 528 p.
- CIEN-COMITÉ INTERFILIAL DE NOMENCLATURA Y ESTRATIGRAFÍA. 1998. Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela. <www.intevepv.pdv.com/~ibc03/c.htm>
- DEL OLLO, D. I. 1993. *Geoquímica de crudos, mares y rocas de edad Oligo-Mioceno provenientes de la Cuenca de Falcón*. UCV, Facultad de Ciencias e Ingeniería. Tesis de Maestría. 279 pp.
- DÍAZ DE GAMERO, M. 1985. Estratigrafía de Falcón Nororiental. *VI Congreso Geológico Venezolano*. Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, 454-502.
- DURÁN, I. 1989. Calibración de las zonas de nanoplancton calcáreo en la Subcuenca de Agua Salada, Falcón Oriental. *VII Congreso Geológico Venezolano*. Barquisimeto, (1): 440-458.
- DURAN, I. 1995. *Nanofacies: Definición de Asociaciones*. MARAVEN, S.A. Exploración y Producción. Caracas. Informe Técnico EPC-13740.
- ESCANDÓN, M. y C. TORO. 1990. *Caracterización geoquímica de mares y crudos de pozos ubicados en el Estado Falcón*. INTEVEP, S.A. Los Teques. Informe Técnico INT-EPCT-00016, 90. 28 p.
- ESCORIHUELA, N. y J. RONDÓN. 2002. Estudio de las rocas ígneas presentes en el centro de la Cuenca de Falcón. UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo Especial de Grado. Reproducido en *Geol. UCV, Caracas*, 37: 58-59 +247 p. en CD, 2004.
- EVANS, A.M. 1982. *Palynological Studies (Eocene-Pleistocene)*, GT-IX, GT-2X, CAYOSAL-IX, Golfo Triste, Venezuela. MARAVEN, S.A. Informal Note, 8 p.
- FINDLAY, A. L. 1985. *La prospectividad de Falcón oriental*. Maraven, CAIGPET – CDG 3658, 84 p.
- FORNACIARI, E., C. AGNINI, R. CATANZARITI, D. RIO, E.M. BOLLA and E. VALVASONI. 2010. Mid-Latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition. *Stratigraphy*, 7(4): 229-264.
- FOURNIER, H., I. ARIAS, I. BARITTO, L. CAMPOSANO, N. MARTÍNEZ y F. URBANI. 2004. Las rocas ígneas de la quebrada Yaracuybare, estado Falcón (Resumen). *Geol. UCV, Caracas*, 36(2003): 37-39.
- FURRER, M. A. 1967. The depositional environment of the Mene Grande Formation. *Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Bol. Inf.*, 10 (7): 192 – 195.
- FURRER, M. A. 1971. La edad de la Formación Pagüey. *IV Congr. Geol. Venez. Mem. II*: 405 – 409.
- GALLANGO, O. y M. ALBERDI. 1996. *Design of a study to evaluate the hydrocarbon prospectivity of Eastern Falcón*. INTEVEP, S.A. Los Teques. Technical Report INT-STE-00597, 96. 17 p.
- GIFKINS, C. C. 2001. *Submarine volcanism and alteration in the Cambrian, northern Central Volcanic Complex, Western Tasmania*. Univ. Tasmania, Australia. Tesis Doctoral. 239 p.
- GHOSH, S., P. PESTEMAN, L. MELÉNDEZ, I. TRUSKOWSKI y E. ZAMBRANO. 1997. Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela Noroccidental. *VIII Congr. Geol. Venezolano*, SVG, Tomo I, 317-329.
- GÓMEZ, M. G., BETANCOURT, O., CABRERA, D., RAMÍREZ, K., HERNÁNDEZ, Y. y M. FURRER. 2009. *Exploración del potencial hidrocarburífero en Falcón oriental: Bioestratigrafía integrada del intervalo de profundidad 6.763'1" – 7.858'3" del pozo Toyo-1S (TOC-1S), Municipio Monseñor Iturízaga, Estado Falcón, Venezuela*. NTE-0442, 2009. 1 – 28.
- GONZÁLEZ, E. 1979. Rocas volcánicas en Falcón Suroriental, Venezuela. *Transactions Fourth Latin American Geological Congress*, Trinidad & Tobago, 459-461.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J.M. ITURRALDE DE AROZENA y X. PICARD CADILLAT. 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Fonivines ediciones, V.2, 1051 p.
- GORTER, N. E. y I. M. VAN DER VLERK. 1932. Larger foraminifera from central Falcón (Venezuela). *Leidsl. Geol. Medd.*, 4(2): 94 -122.
- GRADSTEIN, F., J. OGG, M. SCHMITH and G. OGG. 2020. *The Geologic Time Scale 2020*. Elsevier B.V, Cap 28-29, Paleogene-Neogene, 855-978.
- GRANDE, S. 2005. Rocas volcánicas de Falcón central: caracterización geoquímica y tectónica, modelos propuestos. *Geol. UCV, Caracas*, 38: 25-27 + 25 láminas en carpeta 12 de CD.
- GRANDE, S. 2009. Estudio petrográfico de los xenolitos corticales y mantelares presentes en las lavas del Cerro Atravesado, Falcón central, Venezuela. *Riv. Fac. Ingeniería, UCV, Caracas*, 24 (1): 11-30.
- GRANDE, S. 2012. Terreno Falconia: Bloque alóctono Neoproterozoico en el NO de Suramérica. *Geol. UCV, Caracas*, 42: 56-59.
- GRANDE, S. 2013. *Petrología de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el noroccidente de Venezuela*. UCV, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Tesis de Maestría. 287 p.
- GRANDE, S. and F. URBANI. 2009. Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. In: JAMES K. H., M. A. LORENTE & J. L. PINDELL, (Eds). *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 328: 533-548.
- GRAVELL, D. W. 1933. Tertiary larger foraminifera of Venezuela. *Smithsonian Misc. Coll.*, 89(11): 44.

- GRDC - GULF RESEARCH & DEVELOPMENT COMPANY. 1959. Second vertical derivatives of total magnetic intensity northwestern Venezuela. Gulf Research & Development Company. Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40 (2009): 107 + mapa en carpeta 96 de DVD (2010).
- HAAK, R. 1980. *Stratigraphy of wells GT-1X, GT-2X y CAYOS AL-1X (Golfo Triste)*. MARAVEN, S.A. Exploración y Producción. Caracas. Informe Técnico EPC-7084.
- HAY, W.W., MOHLER, H.P. and M.E. WADE. 1966. Calcareous nannofossils from Nal'chik (northwest Caucasus). *Elogae Geologicae Helvetiae*, 59: 379-399.
- HAY, W.W., H.P. MOHLER, P.H. ROTH, R.R. SCHMIDT and J.E. BOUDREAUX. 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 17: 428-480.
- HUNTER, V. F. 1972. A Middle Eocene flysch from East Falcon, Venezuela. *Memorias VI Conferencia Geológica del Caribe*, Porlamar, 126-130.
- JAIMES, M. 2008. Notas geológicas de la zona de quebrada Aguas Calientes al sur de Yumare, estado Yaracuy. Geos, UCV, Caracas, 39(2007): 206 + 6 p. en carpeta 270 en DVD.
- KERR, P. 1965. *Mineralogía óptica*. McGraw-Hill Inc, 433 p.
- KUGLER, H. G. 1929. *Geological report on the development of the Jimenez Arriau concessions*. North Venezuelan Petroleum, Report 49, 33 p. + mapa. Geological sketch map of central and eastern Falcon, escala 1:100.000 (Mapa incluido en HAWORTH A. J., Geological notes on the eastern Falcon region, Venezuela. Texas Petroleum Company, Caracas. Informe EP-11483, 1951).
- KUGLER, H. G. 1949. *Geological conclusions from results of wells Pozos N° 3 and Abundancia N° 1*. North Venezuelan Petroleum, Report 106, 27 p.
- LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (LEV). 1956. 1^{ra}. Edición. Bol. Geol., Pub. Espec. N° 1, 664 p.
- LI, X. and H. J. GOTZE. 2001. Tutorial: ellipsoid, geoids, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, 66: 1660-1668. (with the Erratum in 67, 997).
- MACELLARI, C. 1995. Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pullapart basin, Venezuela and Colombia. *AAPG*, 62: 757-780.
- MANN, P. 1999. Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to Present. *Sedimentary Basins of the World*, 4: 3-31.
- MARTINI, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: B. U. Haq (Editor). *Nannofossil Biostratigraphy*. Benchmark Papers in Geology 78 (1984), 264-307.
- MELLO E SOUSA, S. H., T. R. FAIRCHILD and P. TIBANAI. 2003. Cenozoic biostratigraphy of larger foraminifera from the Foz Do Amazonas Basin, Brazil. *Microfossils*, 29: 253 - 266.
- MENDOZA, V. 2005. *Geología de Venezuela. Rocas sedimentarias: Cretácico, Terciario y reciente sedimentario*. Tomo II. Universidad de Oriente. Venezuela.
- McMAHON, C. E. 2000. Evaluation of the effects of oblique collision between the Caribbean and South American plates using geochemistry from igneous and metamorphic bodies of Northern Venezuela. Univ. Notre Dame, Indiana, Tesis Doctoral. 227 pp. Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 39 (2007): 195-196 + 250 p. en carpeta 258 de DVD, 2008.
- McPHIE, J., M. DOYLE and R. ALLEN. 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Center for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart.
- MONSALVE, J. 2019. *Evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca de Agua Salada-Subcuenca El Tocuyo, Estado Falcon*. UCV, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Tesis de Maestría. 237 p.
- MUESSIG, K. 1984. Structure and Cenozoic Tectonics of the Falcon basin, Venezuela and adjacent areas. In: BONINI, W.E., R. B. HARGRAVES and R. SHAGAM, (Eds.) *The Caribbean South American Plate boundary and regional tectonics. GS4 memoir*, 162: 217-230.
- MULLER, C. 1970. Nannoplankton aus dem Mittel-Oligozän von Norddeutschland und Belgien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 135: 82-101.
- NATERA, B. R. 1957. Geology of the lower Río Tocuyo Basin. Creole Petroleum Corporation, Informe 4330.11-42. Reproducido en Geos, UCV, Caracas, 40 (2009): 105-106 + 64 p. en DVD, 2010.
- NÉMETH, K., Z. PÉCSKAY, U. MARTIN, K. GMÉLING, F. MOLNÁR, and S. CRONIN. 2008. Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. *Geological Society, London, Special Publications*, 302: 63-86.
- OLIVARES, C. 1996. *Sumario geológico operacional de los pozos TOC-1S y YAR-1S (Falcón Oriental)*. MARAVEN, S.A. Informe N° EPC-7825.123. 33 p.
- OLIVARES, C. 1996. *Evaluación del sistema petrolífero de la Subcuenca del Tocuyo, Falcón Oriental*. MARAVEN, S.A. Nota Técnica N° EPC-7825.124. 33 p.
- ORIHUELA, N., A. GARCÍA y T. TABARE. 2011. Mapas de gravedad y anomalía gravimétrica de Venezuela derivados de datos satelitales. *Rev. de la Facultad de Ingeniería, U.C.V.*, 26 (1): 51-58.
- PEARCE, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE R. S. (ed.) *Andesites*. Wiley, Chichester, 525-548.
- PERCH-NIELSEN, K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: BOLLI, H., J.B. SAUNDERS and K. PERCH-NIELSEN (eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 427-555.
- PORRAS, L. 2000. Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. *Ponencia Memorias VII del Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Sub-andinas*. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 279-292.
- RITTMAN, A. 1962. *Volcanoes and their activity*. John Wiley & Sons, New York. 305 p.
- RODRÍGUEZ, M. F. 2013. *Caracterización geoquímica y geología del basamento del pozo TOC-1S en Falcón Oriental (Formación Cerro Misión)*. UCV, Escuela de Química, Trabajo Especial de Grado. 111 p.
- RENZ, H. 1948. Stratigraphy and Fauna of the Agua Salada Group, State Falcon, Venezuela. *The Geological Society of America. Memoir* 32: 1-219.
- ROTH, P.H. 1970. Oligocene Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. *Elogae Geologicae Helvetiae*, 63: 799-881.
- SENN, A. 1935. Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nord-Morokko. *Elogae Geologicae Helvetiae* 28: 51-113, 369-373.
- SUTER, H. H. 1947. The Mene de Acosta Field, Falcon, Venezuela. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 31 (12): 2193 - 2206.
- RULLI, V. 1994. *Palinología del Terciario en el pozo Tocuyo-1S (Falcón Oriental), con énfasis en el potencial de generación de hidrocarburos*. MARAVEN, S.A. EPC-13.348.
- SCROPE, G.P. 1827. *Memoir on the Geology of Central France. Including the Volcanic Formations of Auvergne, the Velay and the Vivarais*. Longman, Rees, Orme, Brown and Green, London, 79 p.
- SHERVAIS, J. W. 1982. Ti - V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59: 101 - 118.
- SKILLING, I. P., J. D. L. WHITE and J. McPHIE. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 1-17.
- TORIBIO, E. 2012. *Modelado estructural y retrodeformación en la Cuenca Oriental de Falcón-Costa Afuera*. Universidad Simón Bolívar. Tesis de Maestría. 135 p.

- URBANI, F., I. CAMPOSANO, D. MENDI, A. MARTÍNEZ y A. GONZÁLEZ. 2008. Consideraciones geológicas de la zona de Yumare, estados Falcón y Yaracuy, Venezuela. *Bol. Acad. Cienc. Fis., Matem. y Nat.*, Caracas, 68(2): 9-30.
- URBANI, F. y D. MENDI. 2010. Notas sobre la discordancia del margen sur de la Cuenca Oligo-Miocena de Falcón, Estados Lara, Falcón y Yaracuy, Venezuela. *Bol. Acad. Cienc. Fis., Mat. y Nat.*, Caracas, 70(4): 9-25.
- URBANI, F., LOZANO, F., MUSSARI, A., GRANDE, S., MENDI, D. y J. E. WRIGHT. 2012. Geología de los macizos de Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón, Venezuela. *Geol. UCV*, Caracas, 42: 151-155.
- URBANI, F. 2014. Geología de la región septentrional de los estados Lara y Yaracuy. Proyecto FONACIT-LOCTI 2012002253: "Investigaciones geológicas del norte de Venezuela", FUNVISIS-UCV, 480 p.
- URBANI, F., S. GRANDE, M. BAQUERO, D. MENDI, H. FOURNIER, A. ALEMÁN, L. CAMPOSANO, y I. BARITTO. 2015. Los Diques de Basalto de la Quebrada Yaracuybare, Municipio Silva, Estado Falcón, Venezuela. En: SCHMITZ, M., F. AUDEMARD & F. URBANI (Eds.). *El límite noreste de la placa suramericana: estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Capítulo IX. Editorial Innovación Tecnológica. Facultad de Ingeniería, UCV, 221-248.
- CAVADA. 2015. Petrología de las unidades metamórficas de la Región de Yumare, estados Yaracuy y Falcón, Venezuela. En: SCHMITZ, M., F. AUDEMARD & F. URBANI (Eds.). *El límite noreste de la placa suramericana: estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Capítulo X. Editorial Innovación Tecnológica. Facultad de Ingeniería, UCV, 221-248.
- URBANI, F. (ed.). 2022. *Geología del norte de los estados Lara y Yaracuy*. Caracas: Ediciones Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat y Fundación Geos – Universidad Central de Venezuela. 612 p.
- VAROLI, O. 1998. Palaeogene. In: Bown, P. R. (ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publication Series, 200-224.
- WIEDENMAYER, C. 1924. Zur Geologie von Ostfalcon (Nordwest-Venezuela). *Edig. Geol. Heft*, 18(4): 508-512.
- WISE, S. W. 1973. Calcareous nannofossils from cores recovered during Leg 18, Deep Sea Drilling Project: biostratigraphy and observations on diagenesis. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 18: 569-615.
- WHEELER, C. B. 1963. Oligocene and lower Miocene stratigraphy of Western and Northeastern Falcón Basin, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47(1): 35-68.
- YOUNG, J.R. 1998. Neogene. In: BOWN, P.R. (Editor). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman & Hall, London, 225-265.