

# REDEFINICIÓN DE LA FORMACIÓN TULÍN (MAASTRICHTIANO-EOCENO INFERIOR) DEL PACÍFICO CENTRAL DE COSTA RICA

Olman Arias

Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica.  
E-mail: OAriasM@ice.go.cr

(Recibido: 5/7/02; Aceptado: 18/2/03)

**ABSTRACT:** The Tulín Formation extends over 1200 km<sup>2</sup> in the central-western part of Costa Rica. Basaltic rocks prevail in this formation, whose main characteristics are vesicular pillow structures, and micro-doleritic textures, composed of plagioclase, augite, olivine, and opaque minerals, with geochemical characteristics of E-MORB type. Gabbros of the Tulín Formation are similar in geochemistry to the basalts, however, near to Turubares and San Jerónimo hills there are different geochemical types. Olivine cumulates (Fo85) are the third type of igneous rocks observed in Tulín Formation, occurring in small and rare outcrops all over the region and showing geochemical affinity with the basalts. Epiclastic sediments, inter-layered with the basalts are rich in juvenile volcanic fragments and fossils related to the photic zone (large foraminifera and rudists). The POC (Caribbean Oceanic Plateau) forms the basement over which Tulín Formation lies. This latter was originated in seamounts that emerged oceanic islands on laps of the POC between Maastrichtian and Early Eocene age. In previous works the Herradura Terrain was considered as part of POC. While POC basalts are poor in LFS elements and their REE pattern is typical of plateau basalts ( $(La/Yb)_{cn} \approx 1,0$ ), rocks from Tulín Formation are rich in LFS elements, and show a REE pattern characteristic of E-MORB ( $(La/Yb)_{cn} \approx 3,3$ ). Under this premises, only the western part of Herradura Terrain belongs to the POC. The Quepos basalts ( $\approx 66$  my) as well, could be geochemically and temporally correlative to Tulín Formation.

**RESUMEN:** La Formación Tulín se extiende cerca de 1200 km<sup>2</sup> en la parte central-oeste de Costa Rica. Su principal litología son basaltos vesiculares en almohadillas y con textura microdolerítica, constituidos por plagioclasa, augita, olivino y minerales opacos, provenientes de un magma basáltico primitivo fraccionado tipo E-MORB. Los gabros, son geoquímicamente similares a los basaltos, pero en los alrededores de los cerros Turubares y San Jerónimo son geoquímicamente más complejos. También, existen cumulitas de olivino (Fo85) en pequeños afloramientos aislados, con características geoquímicas afines a los basaltos. Intercalados entre las coladas basálticas se encuentran lentes de sedimentos epiclásticos, caracterizados por su alto contenido de fragmentos volcánicos juveniles y fósiles relacionados con la zona fótica (rudístides y macroforaminíferos). El POC (Plateau Oceánico Caribe) constituye la base de la Formación Tulín. Esta última constituyó montes e islas volcánicas oceánicas, las cuales se establecieron sobre el POC entre el Maastrichtiano y el Eoceno Inferior. En trabajos anteriores se consideró a todo el Bloque Herradura como parte del POC. Mientras los basaltos del POC son empobrecidos en elementos HFS y las REE son características de plateau ( $(La/Yb)_{cn} \approx 1,0$ ), las rocas de la Formación Tulín están enriquecidas en elementos HFS y las REE poseen características E-MORB ( $(La/Yb)_{cn} \approx 3,3$ ). Bajo esta premisa, solo el oeste del Bloque Herradura es parte del POC. Los basaltos de Quepos son química y temporalmente similares a la Formación Tulín.

## INTRODUCCIÓN

Malavassi (1967) describió por primera vez la Formación Tulín como basaltos, a los que dio el nombre de "Formación Pre-eocénica Volcánica Tulín". En el mapa geológico de Costa Rica (1:200 000), realizado por el Ministerio de Industria Energía y Minas (Sáenz et al., 1982), se la renombró como Formación Tulín. Malavassi (1967) asocia estas rocas con una isla volcánica basáltica, relacionada probablemente al Complejo de Nicoya, la que permaneció emergida hasta el Eoceno, período en el cual tuvo una subsidencia y fue cubierta con sedimentos post-eocénicos.

Schmidt-Effing (1980) divide al Complejo de Nicoya en seis subcomplejos, según esta división, la Formación Tulín tendría afinidad con el subcomplejo Quepos. Barrantes (1991) y Denyer & Arias (1991) cartografiaron esta unidad como Complejo de Nicoya. ICE (1992) y Rodríguez et al. (1996) ubican temporalmente a los basaltos que conforman el basamento geológico

del proyecto hidroeléctrico Pirrís como parte del Complejo de Nicoya, con una edad desde el Jurásico hasta el Eoceno. Tournon & Alvarado (1997) la cartografiaron como una unidad separada del Complejo de Nicoya, depositada durante y después de los basaltos de la península de Nicoya, de edad Campaniano Maastrichtiano y posiblemente Paleoceno.

Hauff (1998) y Hauff et al. (2000) consideraron que esta unidad se encuentra litológicamente relacionada con los basaltos de la península de Nicoya, pero de una menor edad. Alfaro & Barrantes (2002), como parte de la investigación geológica preliminar para la construcción del proyecto hidroeléctrico Los Brujos, realizada por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), cartografiaron al sur del Bloque Herradura (Fig. 1) una unidad ígnea constituida por basaltos (masivos, columnares y en almohadillas vesiculares), dioritas y gabros, caracterizados por la paragénesis plagioclasa (Plg > 60%), clinopiroxenos (Cpx 10-15%), opacos ( $\approx$  5%) y ortopiroxenos (Opx  $\approx$  1%).

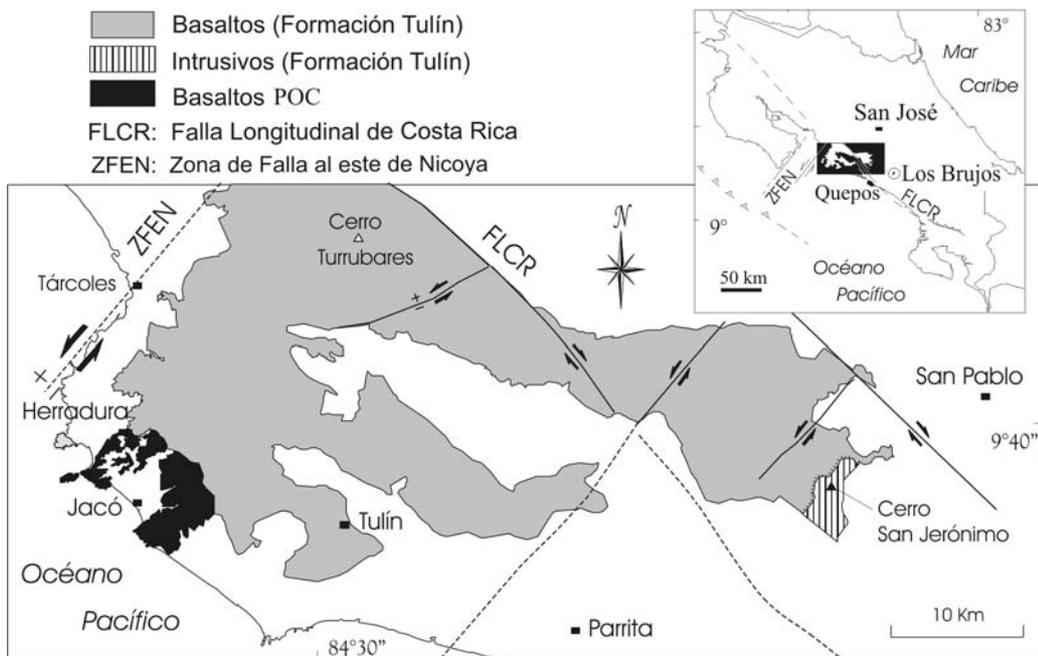


Fig. 1: Mapa geológico simplificado.

Asociados con esta unidad, se encuentran pequeñas intrusiones de monzodioritas y depósitos epiclásticos y piroclásticos (ignimbritas) del Paleógeno, las cuales están sobreyacentes e intercaladas con los basaltos. Alfaro & Barrantes (2002), relacionaron esta unidad con la Formación Tulín. Bolz & Calvo (2002) dataron la Formación Parrilla como Eoceno Medio inferior (Luteniano), la cual se depositó discordantemente sobre el Complejo de Nicoya (Formación Tulín) en un ambiente marino somero de plataforma.

Durante mucho tiempo, el Bloque Herradura había sido un punto de controversia, con respecto a su origen y su relación con el Complejo de Nicoya. En el presente trabajo, se pondrá en evidencia que el Bloque Herradura está compuesto principalmente por rocas formadas en islas oceánicas intraplaca, las que se redefinirán como Formación Tulín y que tienen como

sustrato al Complejo de Nicoya, el cual será considerado, en este trabajo, como parte del *Plateau* Oceánico Caribe (POC).

El objetivo de este trabajo es la descripción y datación de la Formación Tulín (Fig. 1), la cual está constituida por brechas hialoclásticas, sedimentos epiclásticos, basaltos, piroclastos, gabros y cumulitas de olivino (Fig. 2). Se propone la quebrada Roblar (Fig. 3) como localidad tipo, por encontrarse, en este lugar, el mejor ejemplo de los basaltos en almohadillas, en contacto concordante con los sedimentos epiclásticos, ambas litologías características de la Formación Tulín.

El POC son las rocas más antiguas y constituyen el basamento de la Formación Tulín. El contacto entre los sedimentos silíceos y el POC es de tipo tectónico, mientras que con las calizas no fue posible observar ningún contacto; se encuentran como afloramientos decamétricos

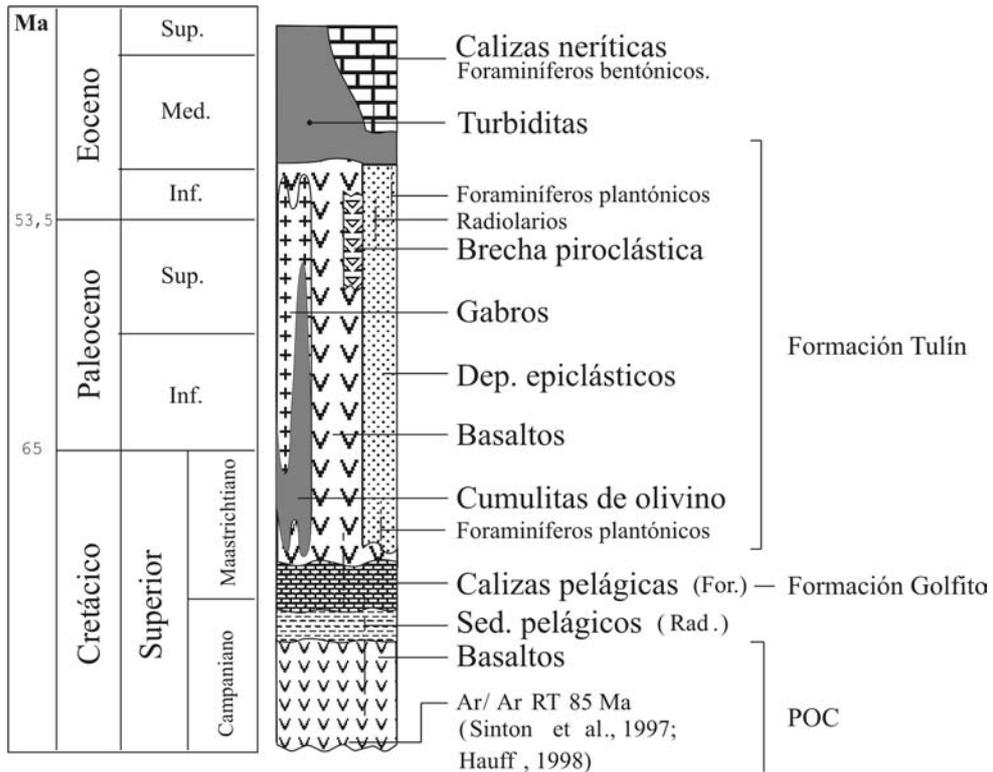


Fig. 2: Columna estratigráfica de la Formación Tulín.

aislados al oeste del Bloque Herradura y como xenolitos calcáreos dentro de los basaltos de la Formación Tullín. Al conjunto de estas unidades geológicas, que van desde la costa pacífica, donde aflora el POC, hasta el cerro San Jerónimo, se le denomina Bloque o Promontorio Herradura.

Se analizaron 63 muestras de rocas en sección delgada (ARIAS, 2000), las cuales están constituidas por 49 basaltos, 1 dique basáltico, 8 gabros, 2 gabrocumulados y 5 ortocumulados de olivino. Para llevar a cabo la clasificación geoquímica de la Formación Tullín, se analizaron con el método de fluorescencia de rayos-X en 51 muestras de rocas los elementos mayores y trazas en el *Centre d'Analyse Minérale* (CAM) de la Universidad de Lausanne (Suiza). En 14 rocas representativas (ocho basaltos, cuatro gabros y dos ortocumulados) se

analizaron las tierras raras (REE), en los XRAL *Laboratories, Canadá*, bajo el código ICP-MS-17 (*inducted coupled plasma-mass spectrometry*). También se determinó la composición química de piroxenos, olivinos y espinelas con una microsonda electrónica en el *Laboratoire de Microscopie Electronique* (LAME) de la Universidad de Lausanne.

## PETROGRAFÍA

Con base en la mineralogía y paragénesis, se realizó una interpretación del origen de las rocas de la Formación Tullín. La petrografía se utilizó también como criterio discriminatorio de las muestras analizadas químicamente.

### Basaltos

Representan más del 95% de la litología de la Formación Tullín. Frecuentemente se presentan como coladas en almohadillas muy bien preservadas, son vesiculares (1-10%), con matriz microcristalina, constituidos por plagioclasas, clinopiroxenos, opacos y olivinos. Las texturas ofítica y subofítica son las predominantes. Se caracterizan por un alto contenido de fenocristales y microcristales de plagioclasas y clinopiroxenos (30-50%); los minerales opacos, normalmente microlitos idiomórficos son los siguientes en importancia (5-10%) y por último el olivino (0-5%). La mesostasa está constituida principalmente por vidrio, agujas de plagioclasas y por microcristales rómbicos de minerales opacos.

Al este del cerro San Jerónimo, Rodríguez et al. (1996) describen lavas constituidas por fenocristales de plagioclasas y clinopiroxenos con ocasionales cúmulos de plagioclasas y clinopiroxenos, en una matriz microcristalina de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos; además presentan pequeñas vesículas que pueden alcanzar los 5 mm de diámetro. Al sur del cerro Turrubares y al noreste del Bloque Herradura, Barrantes (1991) describe basaltos toleíticos con fenocristales principalmente de augita, plagioclasa y en menor cantidad minerales opacos, los

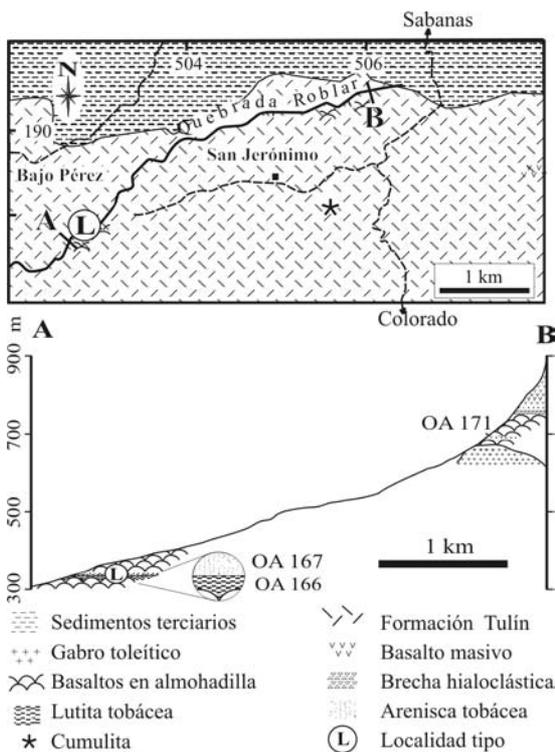


Fig. 3: Localidad tipo, quebrada Roblar mostrando la relación estratigráfica los sedimentos epiclasticos y los basaltos de la Formación Tullín.

cuales se encuentran en una mesostasa hipocristalina, constituida por los mismos minerales que los fenocristales.

Las vesículas de las lavas en almohadillas, por lo general no superan el milímetro de diámetro, pero pueden alcanzar diámetros superiores a 5 mm. Los basaltos se encuentran pobremente fracturados. Al oeste del cerro San Jerónimo se observó una colada en prismas columnares hexagonales.

La plagioclasa es el principal fenocristal, casi siempre idiomórfica o hipidiomórfica, con zonación normal y con un maclado de albita bien definido, algunos fenocristales presentan textura *dusty*. El olivino se observa como fenocristales idiomórficos serpentinitizados y cloritizados. En los basaltos doleríticos, los clinopiroxenos son, por lo general hipidiomórficos o xenomórficos.

Los minerales secundarios más comunes son la clorita y la sericita. En los alrededores del cerro San Jerónimo y al sureste del cerro Turrubares, la prehnita y el sílice son comunes como minerales de origen hidrotermal. En las fracturas y cavidades, la calcita se encuentra a manera de relleno.

No existen grandes diferencias petrográficas entre los basaltos. En los alrededores del cerro Turrubares hay un mayor número de estructuras en almohadilla, mientras que al este, en las proximidades del cerro San Jerónimo, los basaltos son más porfiríticos y hacia el oeste, en las cercanías a Parrita, los basaltos tienen un mayor contenido de olivino.

## Gabros

De las muestras de intrusivos solo un *stock* (OA162) localizado al suroeste del cerro Turrubares (Lat. 189,30; Lon. 480,40; CR norte) y la OA92 del cerro San Jerónimo (Lat. 396,80; Lon. 447,60; CR sur), resultaron estar relacionadas geológicamente con la Formación Tulín. Las restantes 6 muestras de rocas intrusivas parecen estar vinculadas con un incipiente arco de isla toleítico.

El cerro San Jerónimo (Lat. 397,2; Lon. 446,8; CR sur) tiene un área superior a los 10 km<sup>2</sup> y constituye el sitio con mayor concentración de

rocas intrusivas dentro del Bloque Herradura. Son principalmente gabros con textura porfirítica y dolerítica. La plagioclasa es el mineral principal (entre 40% y un 50%, y hasta un 70% en casos excepcionales). El olivino y el clinopiroxeno varían entre un 10% y un 25 %, los olivinos por lo general se presentan como fantasmas de aglomerados de cristales idiomórficos (hexagonales). Los piroxenos son augitas xenomórficas y zonadas. Los minerales opacos son microlitos rómbicos y representan alrededor de un 10% del total de la roca. La sericita es el principal mineral de alteración de la plagioclasa, mientras que las cloritas y arcillas color marrón se presentan en los ferromagnesianos.

## Cumulados y gabrocumulados

En el interior del Bloque Herradura se encontraron cinco pequeños afloramientos inferiores a los 20 m de extensión, de intrusivos de ortocumulados de olivinos o gabrocumulados de olivino. La roca sana es oscura y resistente y se presenta en los afloramientos en forma de bloques redondeados o subredondeados, consecuencia de la meteorización esferoidal, con diámetros inferiores al metro. El contacto con la "roca caja" no se observó en ninguno de los afloramientos.

Los ortocumulados se localizan al NO del cerro San Jerónimo (Lat. 398,85; Lon. 441,91; CR sur), al SE del cerro Turrubares (Lat. 194,60; Lon. 491,30; CR norte), sobre el río Tulín (Lat. 195,8; Lon. 491,00; CR norte), al oeste del Bloque Herradura (Lat. 399,80; Lon. 402,60; CR norte) y cerca del contacto entre los basaltos de la Formación Tulín y los sedimentos neríticos terciarios en las proximidades de la quebrada Roblar (Lat. 188,70; Lon. 505,69; CR norte) (Fig.3).

Los gabrocumulados tienen olivinos (≤ 50 %) idiomórficos a hipidiomórficos subredondeados que superan el milímetro de diámetro. Las plagioclasas son hipidiomórficas, intersticiales y se caracterizan por tener zonación normal y maclas de albita bien definidas. Los clinopiroxenos y las hornblendas son xenomórficos; los clinopiroxenos están zonados. Los minerales opacos representan menos del 5%, son por lo

general xenomórficos pero algunos presentan formas rómbicas. Los minerales secundarios son producto sobre todo de la alteración de los olivinos, que en el caso de la muestra sobre el río Tulín se encuentran alterados hasta ~95%; pero en el gabrocumulado de las cercanías a la quebrada Roblar solo en un 15%. El talco, la serpentina y la clorita son los principales minerales de alteración del olivino y la sericita de la plagioclasa.

Los cumulos de olivino tienen textura ortocumulado, con un 70% a 80% de olivinos con inclusiones de Cr-espínela. El olivino se encuentra como grandes cristales que llegan a sobrepasar los tres milímetros de largo. El clinopiroxeno es el segundo mineral en importancia (10%-20%) y la plagioclasa se presenta en poca cantidad o está ausente. La paragénesis es similar a la que tienen los basaltos y los gabros, opacos > olivino > plagioclasa  $\geq$  clinopiroxeno. Los olivinos tienen los bordes serpentinizados y algunos cristales tienen fracturas radiales, consecuencia de la alteración. Dentro de las fracturas de los olivinos se encuentran minerales opacos, que junto con la serpentina son los minerales de alteración más importantes. El talco, también como producto de la alteración de los olivinos, se encuentra en pequeñas cantidades en la muestra del sitio más occidental.

### Otras rocas asociadas

Al sur del cerro Turrubares (Lat. 19,7,5; Lon. 484,6; CR norte) aflora un intrusivo de poca dimensión (stock) con características geoquímicas diferentes a las de la Formación Tulín y al intrusivo del cerro San Jerónimo. Geoquímicamente está más relacionado con un vulcanismo toleítico de arco de isla, pero ninguno de los análisis realizados sirvió para llegar a la conclusión definitiva de que son toleítas de arco de isla.

El único dique encontrado se encuentra en el cerro Turrubares, cortando los basaltos de la Formación Tulín. Las plagioclasas se encuentran deformadas, son hidiomórficas y representan aproximadamente un 30% del total de la roca, el clinopiroxeno ( $\approx$  35%) tiene textura ofítica, el resto son opacos ( $\approx$  10%), vidrio ( $\approx$  15%) y vesículas ( $\approx$  10%).

## GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Aquí se utiliza el término E-MORB (enriquecidos) como sinónimo de P-MORB (plumas), de la misma manera que lo hace Meschede (1986), por considerarse que el primero es un término más amplio (Saunders, 1984), que no restringe su origen a una pluma del manto.

Se determinó el número magnesiano,  $\#Mg = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$  (Wilkinson, 1982), calculando el  $Fe^{2+}$  como un 90% del  $Fe^{total}$  (Melson et al., 1976). El  $\#Mg$  es un importante indicador del grado de fraccionamiento del magma, el cual será utilizado en la elaboración de los gráficos binarios en confrontación con los elementos mayores (Fig. 4).

### Elementos mayores

En los diagramas de variación del  $\#Mg$  contra los elementos mayores (Fig. 4), se observa que el grado de fraccionamiento de los basaltos de la Formación Tulín es la diferencia más importante con los basaltos del POC. Los basaltos de la Formación Tulín tienen contenidos de MgO entre 5 y 6,5 %, mientras los basaltos del POC son basaltos toleíticos con un contenido de MgO más alto, alrededor del 9 %. El  $\#Mg$  de los basaltos del POC varía generalmente entre 35 y 50, mientras que en los basaltos de la Formación Tulín está entre 20 y 35 (Fig. 4). El contenido de  $TiO_2$  es otra diferencia importante entre ambas unidades, siendo superior a un 2 % en las rocas de la Formación Tulín, mientras los basaltos del POC no alcanzan el 2 % (Fig. 4).

### Elementos trazas

Algunos elementos traza representativos se han normalizado con la composición de basalto N-MORB, propuesta por Sun & McDonough (1989) y se han ordenado de mayor a menor movilidad según Pearce (1982). En la figura 5a se presenta el patrón preferencial que tienen cada una de las dos unidades ígneas del Bloque Herradura. El patrón característico de los basaltos del

POC (Fig. 5a) corresponde con las muestras JC93-1 y JC93-3 (Sinton et al. 1997), que son las únicas con análisis de tierras raras y tienen un patrón plano horizontal (Fig. 7c). La línea de la Formación Tullín es un promedio aproximado de las rocas de esta unidad (Fig. 5a). Comparando los elementos traza de ambas unidades se observa que el contenido es superior en la Formación Tullín. Aunque en ambas unidades se observa un evidente enriquecimiento de elementos traza móviles con respecto a N-MORB, los contenidos de elementos inmóviles (P, Zr y Ti) en el POC son inferiores al de N-MORB y en la Formación Tullín son aproximadamente el doble (Fig 5).

El contenido de elementos móviles de bajo potencial iónico (LFS) es muy variable en las rocas de la Formación Tullín. Principalmente el bario (Ba) suele tener un comportamiento muy irregular (Fig. 5 b).

En el diagrama  $TiO_2 - Zr/P_2O_5$  (Fig. 6b), se marca claramente la diferencia entre los basaltos del POC y de la Formación Tullín. En los basaltos de la Formación Tullín el contenido de  $TiO_2$  es mayor al 2 % y la relación  $Zr/P_2O_5$  es más constante. Por el contrario, en los basaltos del POC el contenido de  $TiO_2$  es menor y la relación  $Zr/P_2O_5$  muy variable.

### Elementos de tierras raras

Se realizaron análisis de tierras raras (REE) a once basaltos, cuatro gabros y dos cumulitas de olivino, la primera en las cercanías al cerro Turrubares y otra al NE del cerro San Jerónimo.

Los basaltos, gabros y cumulitas de olivino tienen características E-MORB, con valores  $(La/Sm)_{cn}$  entre 1,22 y 1,53 o  $(La/Yb)_{cn}$  entre 2,46 y 3,89 (Fig. 7b). Las cumulitas de olivino se

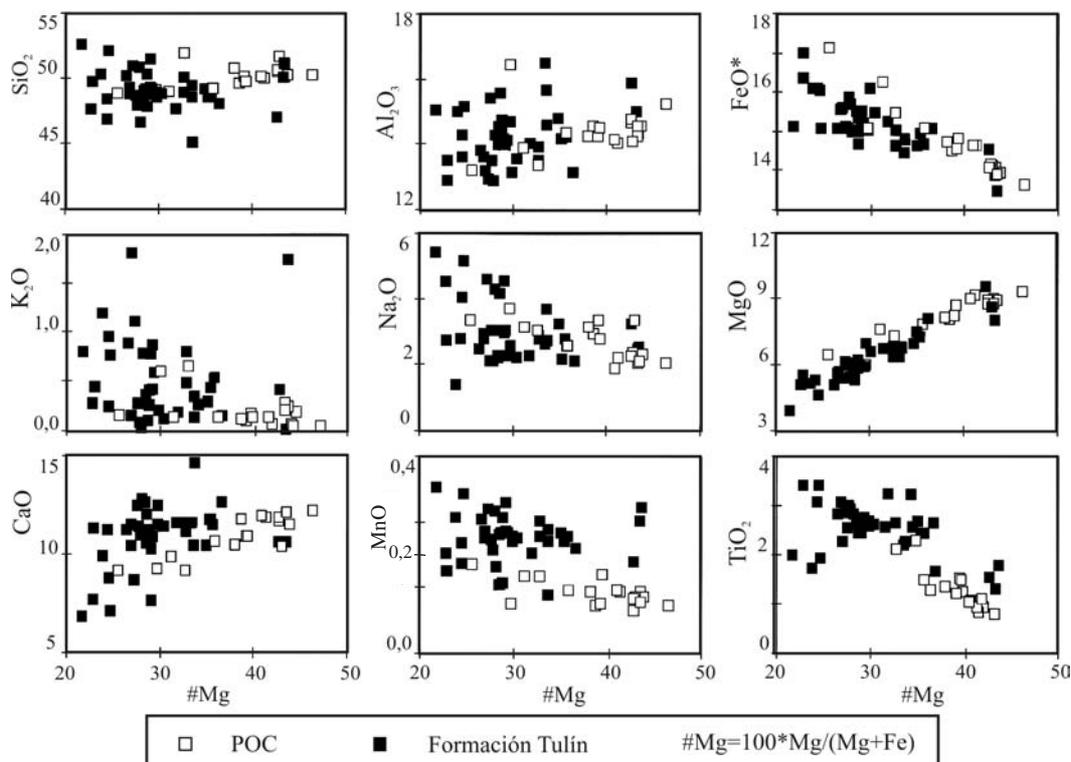


Fig. 4: Elementos mayores de basaltos de la Formación Tullín y el POC contra el número de magnesio (#Mg).

diferencian de los basaltos y los gabros por su menor contenido de tierras raras.

Sinton et al. (1997), Hauff (1998) y Hauff et al. (2000) determinaron el contenido de tierras raras en los basaltos al borde oeste del Bloque Herradura y la península de Quepos (Fig. 7 d). Concluyeron que los del Bloque Herradura pertenecen al POC (Fig. 7 c), mientras que los de Quepos tienen las mismas características que las rocas de la Formación Tulín (Fig. 7 b).

## QUÍMICA MINERAL

Algunos clinopiroxenos de basaltos y gabros se analizaron con la microsonda electrónica. En las cumulitas de olivino y los gabrocumulados se analizaron olivinos y espinelas, por ser las únicas rocas con olivinos en buen estado y la espinela porque según la paragénesis presentada en el capítulo de petrografía, este fue el primer mineral en cristalizar.

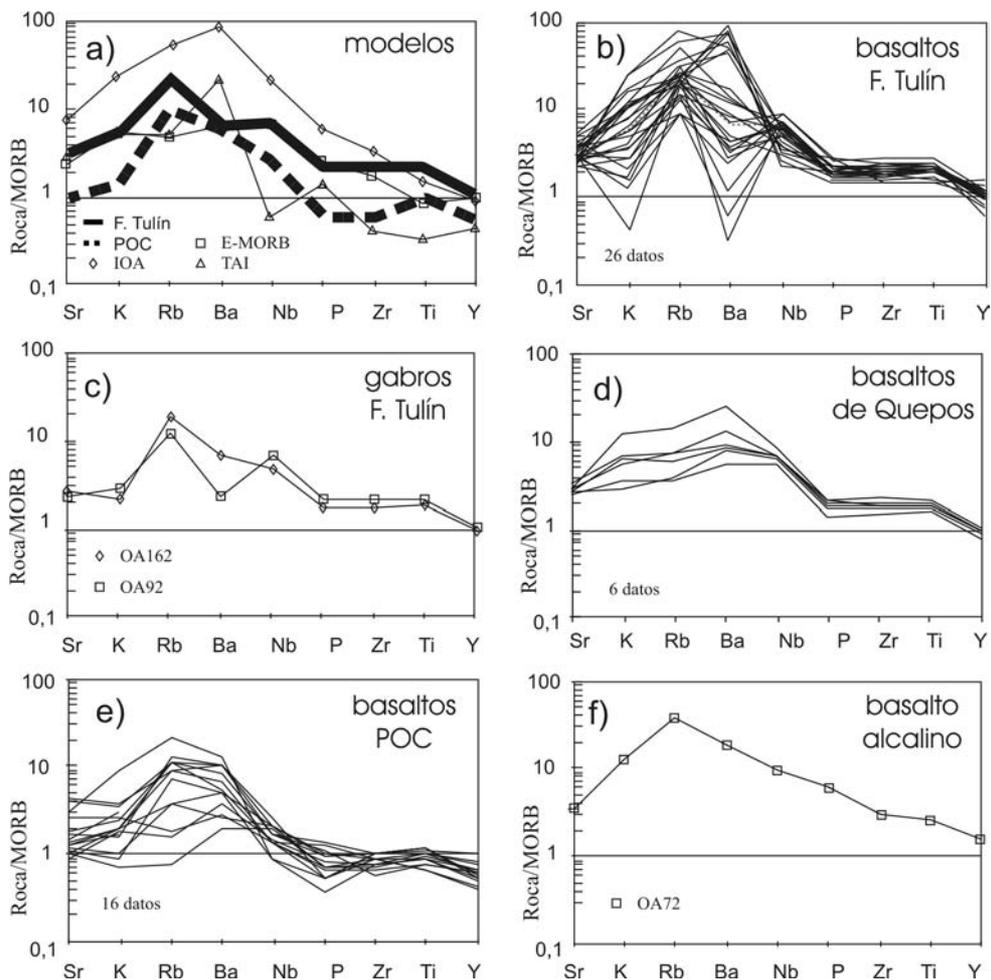


Fig. 5: Diagrama de normalización de elementos trazas con N-MORB según Pearce (1982). IOA= isla oceánica alcalina; TAI= toleíta de arco de isla.

**Piroxenos en basaltos y gabros**

Se analizaron piroxenos de 5 basaltos y 2 gabros. En cada cristal se efectuaron 5 medidas en el centro, 5 en la periferia y dos perfiles (centro-periferia). Todos los piroxenos estudiados (443 medidas) presentan composiciones químicas similares, se trata de augitas y de algunos endiópsidos.

Para conocer las características iniciales y las condiciones de cristalización se graficaron los valores de  $Al^{IV}/Al^{VI}$  (Thompson, 1974; Seyler & Bonatti, 1994) y las relaciones  $Ti/(Ca+Na)$  y  $(Ti+Cr)/Ca$  (Leterrier et al., 1982) de las medidas realizadas en el centro de los piroxenos. Como se

observa en la figura 8a, los clinopiroxenos de los 5 basaltos han cristalizado a baja presión. En el diagrama discriminador  $Ti/(Ca+Na)$  (Fig. 8b) los clinopiroxenos se agrupan en la región de los magmas toleíticos-calcoalcalinos. Según el gráfico  $(Ti+Cr)/Ca$  (Fig. 8c) se trata de rocas intraplaca (Leterrier et al., 1982), en particular los piroxenos de la muestra OA72 que tienen un mayor contenido de Ti.

Los piroxenos de los gabros de la Formación Tullín tienen las mismas características que los piroxenos de basaltos, son augitas ricas en magnesio, cristalizadas a baja presión y están relacionadas a un magma toleítico intraplaca (Fig. 9).

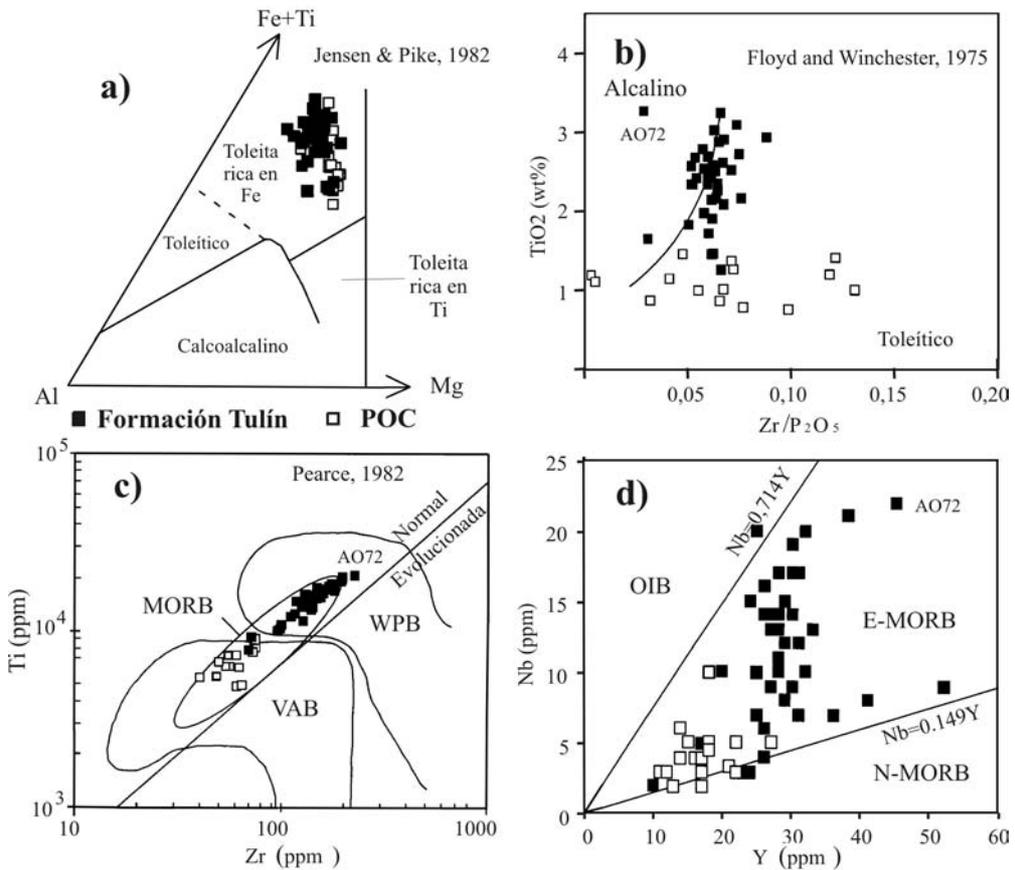


Fig. 6: Diagramas discriminatorios entre diferentes tipos de magmas basálticos. Diagrama d, modificado de Cabanis & Lecolle (1989).

### Piroxenos en cumulitas de olivino y gabro cumulados

Se analizaron piroxenos de dos cumulitas de olivinos (OA112 y OA70) y de los dos gabros-cumulitas (OA159 y OA169). La fórmula estructural se calculó con base en cuatro cationes y seis oxígenos. Son clinopiroxenos, principalmente augitas con alto contenido de magnesio, en particular la muestra OA112, cuyo contenido de Mg es superior al de los otros piroxenos analizados.

En el diagrama  $Al^{VI}/Al^{IV}$  (Fig. 10a) se observa que todos los piroxenos tienen relaciones de  $Al^{VI}/Al^{IV}$  altas, característico de los

piroxenos de rocas cristalizadas a baja presión (Thomson, 1974; Seyler & Bonatti, 1994).

En los diagramas  $(Ca+Na)/Ti$  y  $Ca/(Ti+Cr)$  se observa que el comportamiento es el mismo que en los gabros y basaltos; se trata de magmas no alcalinos intraplaca (Leterrier et al, 1982; Figs 10 b y c), con un mayor contenido de Cr que en los basaltos y gabros analizados.

### Espinelas

De las 14 espinelas analizadas en la muestra OA70 (cumulado de olivino), todas son Mg-Al-cromitas y de las 10 realizadas a la

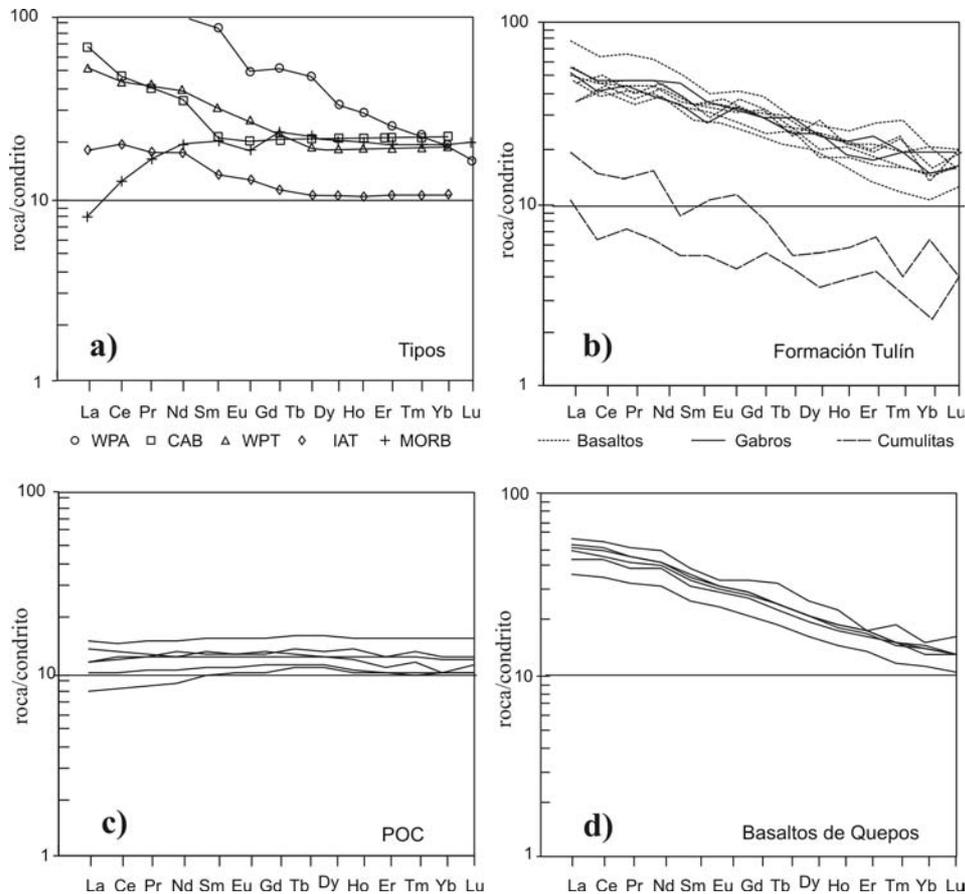


Fig. 7: Tierras raras normalizadas con condrito según Sun & McDonough (1989). a) Tipos: según Meschede & Frisch, 1994. b) Formación Tulín (Arias, 2000). c) POC: Sinton et al. (1997), Hauff (1998) y Hauff et al. (2000). d) Basaltos de Quepos: Sinton et al. (1997), Hauff (1998) y Hauff et al. (2000).

muestra OA169 (gabrocumulado), dos son Mg-Al-cromitas y 8 magnetitas.

Según Fujii & Scarfe (1985) la relación Cr/(Cr+Al) de las espinelas es correlacionable con el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inicial del magma. Todas las espinelas tienen una relación Cr/(Cr+Al) similar (aprox. 0,74). Esto indica que tanto el cumulado que se encuentra más al occidente (OA70) como el gabrocumulado más oriental (OA169) poseen contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> similares y, por ende, probablemente se relacionan con magmas químicamente similares.

**Olivinos (cumulitas y gabrocumulados)**

Cuatro de las rocas analizadas tienen un alto contenido de MgO. Con el fin de determinar el contenido de FeO<sup>total</sup>, pero principalmente el contenido MgO del magma original, se le realizaron análisis químicos a los olivinos, para saber si se trata de cumulitas o peridotitas.

Partiendo del postulado hecho por Roeder & Emslie (1970) de que la relación de equilibrio del FeO y el MgO entre el líquido y el olivino está dada por:



y de que este equilibrio está regido por el coeficiente de distribución (K<sub>D</sub>), definido como:

$$(\text{FeO}^{\text{Ol}}/\text{FeO}^{\text{Liq}}) * (\text{MgO}^{\text{Liq}}/\text{MgO}^{\text{Ol}}) = 0,3$$

el cual es prácticamente independiente de la temperatura (Roeder & Emslie, 1970) y de la presión (Hirose & Kushiro, 1993).

Para Roeder & Emslie (1970) la relación entre MgO (Liq.) y MgO (Ol) está dada por la ecuación:

$$\text{Log}(\text{MgO}^{\text{Liq}}/\text{MgO}^{\text{Ol}}) = (3740/T^{\circ}\text{K})-1,87$$

y la relación entre FeO (Liq.) y FeO (Ol) por la ecuación:

$$\text{Log}(\text{FeO}^{\text{Ol}}/\text{FeO}^{\text{Liq}}) = (3911/T^{\circ}\text{K})-2,5$$

Para calcular el K<sub>D</sub> se utilizaron los valores de FeO y MgO de los análisis de roca total, recalculándose el FeO como un 90% del Fe<sup>total</sup> (Melson et al., 1976). En todos los casos el K<sub>D</sub> fue muy superior a 0,3 (~1,0), lo que demuestra que se tratan de cumulos de olivino y no de un magma ultramáfico (Cuadro 1).

Cuadro 1

Olivinos de las cumulitas de la Formación Tullín

Muestra (%)	OA119	OA09	OA112	OA70
MgO <sup>liq</sup> (RT)	32,89	29,32	30,40	25,53
FeO <sup>liq</sup> (RT)	9,46	8,30	9,99	7,88
MgO <sup>liq*</sup>	9,72	9,75	9,82	9,89
FeO <sup>liq*</sup>	10,25	9,67	9,72	9,40
FeO <sup>Ol</sup>	14,65	13,18	13,90	13,47
MgO <sup>Ol</sup>	45,37	46,05	45,80	46,16
Fo	84,7	86,15	85,46	85,90
Fa	15,3	13,85	14,54	14,10
K <sub>D</sub>	1,1	1,1	0,9	1,0
t°C (1 atm) *	1175	1175	1175	1175

\* datos calculados a partir de las fórmulas de Roeder & Emslie (1970).

(RT), Roca Total. FeO, recalculado como un 90% del Fe<sup>total</sup>(Melson et al., 1976)

Los valores de FeO<sup>Ol</sup> MgO<sup>Ol</sup>, Fo y Fa, corresponden al promedio de las medidas realizadas en el centro de los cristales de olivino de cada una de las muestra.

En el cuadro 1 se presenta el resumen de la información obtenida a partir del análisis del centro de los olivinos, como por ejemplo, el contenido de FeO y MgO en el líquido inicial a una temperatura de 1200 °C y la posible temperatura de cristalización del olivino a 1 atmósfera de presión.

En conclusión, se tratan de cumulitas de olivino, que cristalizaron a partir de un magma basáltico primitivo con ~9,8 % de MgO y ~9,7 % de FeO.

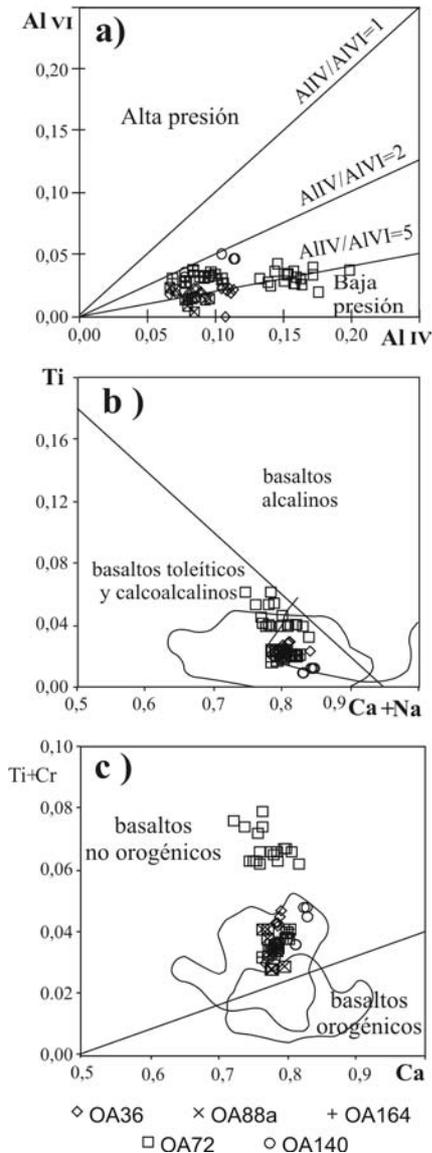


Fig. 8: Diagramas discriminatorios de análisis del centro de piroxenos pertenecientes a basaltos de la Formación Tulín.

## PIROCLASTOS Y EPICLASTOS

Depósitos piroclásticos se encuentran en todo el Bloque Herradura, pero con mayor presencia al noroeste y sur. Se encuentran intercalados con los basaltos superiores de la Formación Tulín y se les considera asociados con las últimas manifestaciones volcánicas de ésta.

Son brechas basálticas, principalmente monomíticas, bien consolidadas, constituidas por clastos centimétricos (2-10 cm), angulares a subangulares, flotando en una matriz de cenizas finas. Los estratos tienen un espesor entre uno y dos metros. La petrografía y geoquímica de los clastos corresponden con la de los basaltos de la Formación Tulín. Algunas de las brechas del sur contienen clastos de basaltos vesiculares y xenolitos de calizas de la Formación Golfito, recristalizadas térmicamente por metamorfismo de contacto.

En la quebrada Roblar, sobreyaciendo a unos basaltos en almohadilla y a una tobita probablemente del Cretácico Superior (Fig. 3) se encuentra una brecha hialoclástica epiclástica, con un espesor aproximado de un metro.

Dentro de la Formación Tulín se encuentra un gran número de afloramientos de sedimentos epiclásticos (brechas y areniscas), principalmente al norte y este del Bloque Herradura. Se trata de productos volcano-sedimentarios, constituidos principalmente por fragmentos angulares de basalto flotando en una matriz tobácea, que contiene fragmentos de fósiles de aguas someras.

La sedimentación del Maastrichtiano-Paleógeno se caracterizó por ser volcano-sedimentaria (tobitas y brechas) con poca deformación tectónica y en contacto estratigráfico con los basaltos. Son sedimentos volcanoclásticos con fósiles de la fauna que habitaba en la zona fótica (macroforaminíferos y rudístides principalmente). Se presentan como pequeños lentes entre las coladas basálticas de la Formación Tulín. El contenido de fósiles es escaso, dado que se trata principalmente de especies oportunistas con poca diversidad. Están mal preservados por estar relacionados con sedimentos volcanoclásticos, los cuales han tenido transporte y no han favorecido su conservación.

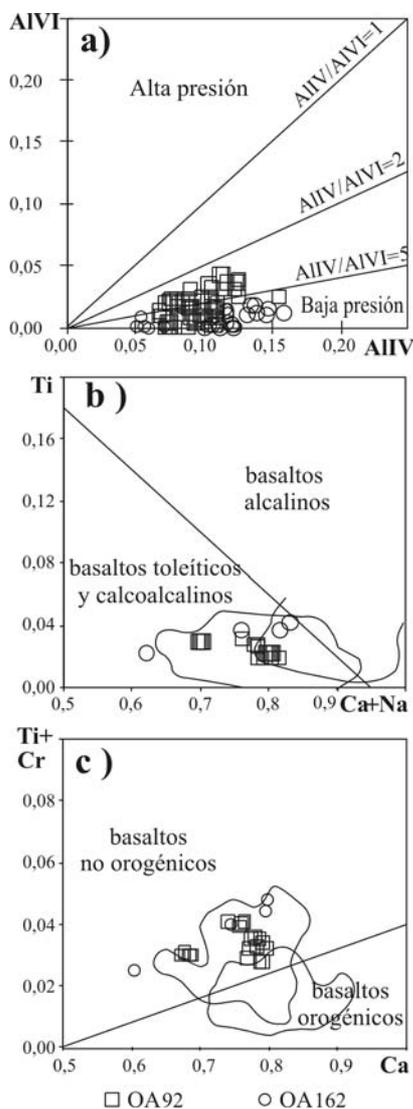


Fig. 9: Diagramas discriminatorios de análisis de piroxenos pertenecientes a gabros de la Formación Tulín.

### Litología y bioestratigrafía

Sobre la quebrada Roblar, Alfaro (1988) describió unos sedimentos interpillows del Cretácico Superior (Lat. 188,8; Lon. 502,9 CRN; Fig. 3), los que en su momento se consideraron como parte del Complejo de Nicoya. El sitio se volvió a visitar para hacer la comprobación de campo. Se trata de una arenisca tobácea, parte de

una turbidita, compuesta de fragmentos juveniles basálticos, vidrio volcánico, plagioclasas angulares y minerales ferromagnesianos alterados. Según la determinación faunística, realizada por la Dra. Michèle Caron (com. escrita, 1998), en la muestra se encuentran fragmentos de *Inoceramus* sp., fragmentos de crinoideos, foraminíferos bentónicos de pared hyalina: *Pseudorbitoides* sp., *Sulcoperculina* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Texturalia* sp. así como foraminíferos plantónicos como, *Abathomphalus* cf. *intermedius*, *Rosita fornicata* y *Globotruncanita* cf. *stuarti*. *Abathomphalus* cf. *intermedius* data este nivel en el Maastrichtiano Inferior. La parte inferior de la sección es una lutita tobácea, cuya fauna se encuentra dominada por especies oportunistas como *Globigerinelloides*, *Hedbergella* sp. y *Heterohelix* sp. La cantidad de macroforaminíferos bentónicos es marcadamente inferior a la encontrada en el estrato sobreyacente. En un afloramiento de la quebrada Roblar (Lat. 190,7; Lon. 504,9 CR norte) se recolectó una muestra (*mudstone-microesparita*) con foraminíferos plantónicos y bentónicos mal preservados, que para el Dr. R. Wernli (com. escrita, 1998) pueden ser del Cretácico Superior.

En el borde este del Bloque Herradura, dentro de la perforación PHP37SP (Lat. 399,503; 451,545 CR sur) realizada por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), a una profundidad entre 92 y 93,5 m, se encontró, dentro de una secuencia de basaltos y microgabros, sedimentos con un alto contenido volcanoclastico, caracterizados por su bajo contenido de foraminíferos, pero con alto contenido en radiolarios. Se observaron trazas de bioturbación, algunas pitonelas y foraminíferos bentónicos aglutinados (*Texturalia* sp.). La muestra fue datada con base en radiolarios (Fig. 12), por la Dra. Irina Popova (com. escrita, 1998), con la verificación del Dr. P. O. Baumgartner, como Paleoceno Superior - Eoceno Inferior. La relación faunística está constituida por: *Theocorys* (?) *phyzella*, *Theocampe* sp. aff. *tamphora* (ambos con rangos desde el Paleoceno Superior hasta Eoceno Inferior, según Foreman; 1973), *Theocorys anaclasta* (rangos desde Eoceno Inferior al Eoceno Medio,

*sensu* Sanfilippo et al., 1989) y *Mita* sp. aff. *regina* Campbell and Clark (Paleoceno Superior, *sensu* Hollis, 1997).

El principal sitio con foraminíferos bien preservados del Paleoceno-Eoceno inferior se encuentra al sur-sureste del Bloque Herradura (muestra OA151; Lat. 395,8; Lon. 437,3 CR sur); se trata de lutitas intra-basaltos que fueron datadas por Prof. Roland Wernli (com. escrita, 1998), como Eoceno Inferior (Fig. 13), con base en la presencia de *Acarinas*, *Morozovellas*, *Igorinas*, *Pseudohastigerinas* y, sobretodo, por la ausencia de especies como *Planorotalites* del grupo *chapmani* y de formas características del Eoceno Medio como *Globigerinatheka* y *A. bullbrooki*.

### Consideraciones paleoambientales

La presencia de fragmentos de especies que habitaban en la zona fótica, como: *Rudístides* sp., orbitoides y foraminíferos aglutinados (*Texturalia* sp.), en sedimentos turbidíticos, señala el establecimiento de un alto fondo ya en el Maastrichtiano. La composición de los sedimentos con presencia de ceniza, lapilli y de juveniles de este período evidencia además un vulcanismo submarino activo de poca profundidad o subaéreo, cuya actividad se prolongó hasta el Eoceno Medio. Sedimentos autóctonos de ambiente somero no fueron observados en la zona estudiada, sin embargo, el contenido de espículas de esponja, lutitas negras y bioclastos de especies que habitaban en ambientes someros encontradas en la sección del río Tarcolitos, sugiere una sedimentación al pie del talud de una plataforma cercana al sitio.

La existencia de especies bentónicas del Campaniano-Maastrichtiano reportadas solo para el Caribe: *Pseudorbitoides* sp. y *Sulcoperculina* sp. (Tappan & Loeblich, 1988), indica que el Bloque Herradura constituía en esa época un alto fondo carbonatado, relacionado con la región Caribe y semejante a otras zonas someras de Costa Rica (p.ej., península de Santa Elena).

La fauna del Maastrichtiano se encuentra dominada especialmente por especies con estrategia 'R' (Levinton, 1970), que consiste en una rápida reproducción y crecimiento, que tipifica ambientes de gran tensión (cambio de temperatura, salinidad, variación en la oxigenación). Esto se interpreta como un reflejo de la turbidez del agua, ligada a la actividad volcánica, que no permitía la proliferación de especies más especializadas como las *Globotruncanitas* o *Globotruncanas* con estrategia de tipo 'K', que requerían de ambientes más estables. También, algunas globotruncanas presentan una pared muy débil, con la última cámara mal desarrollada, lo que puede deberse a una deficiencia de calcio en el agua o a su muerte prematura. Así mismo, la conservación de estos fósiles evidencia el poco transporte que han tenido, lo que a su vez indica una sedimentación parautoctona.

La dificultad de datación micropaleontológica de los sedimentos maastrichtianos de la Formación Tulín es consecuencia de su alto contenido de material volcánico, que provocó que tengan mucho más especies de foraminíferos plantónicos con estrategia tipo "R" que de tipo "K". Es por esta razón que algunas rocas del Maastrichtiano puedan ser confundidas con rocas del Paleoceno, donde solo se encuentran los tipo "R".

Cuadro 2

Dataciones micropaleontológicas de la Formación Tulín

Determinó	Litología	Ubicación *	Método	Edad
Michèle Caron	tobita (OA166)	188,8/502,9 CRN	Foram. plantónicos	Maastrichtiano Inferior
Irina Popova	tobita (PH-P37SP)	399,5/451,5 CRS	radiolarios	Paleoceno - Eoceno
Roland Werli	tobita (OA107)	190,9/483,3 CRS	Foram. plantónicos	Paleoceno
Roland Werli	tobita (OA151)	395,8/437,3 CRS	Foram. plantónicos	Eoceno Inferior

Coordenadas Lambert. (latitud/longitud; CRN= Costa Rica Norte, CRS= Costa Rica Sur

**DISCUSIÓN**

En los basaltos de la Formación Tullín la plagioclasa es el mineral más abundante y el clinopiroxeno el segundo mineral en importancia.

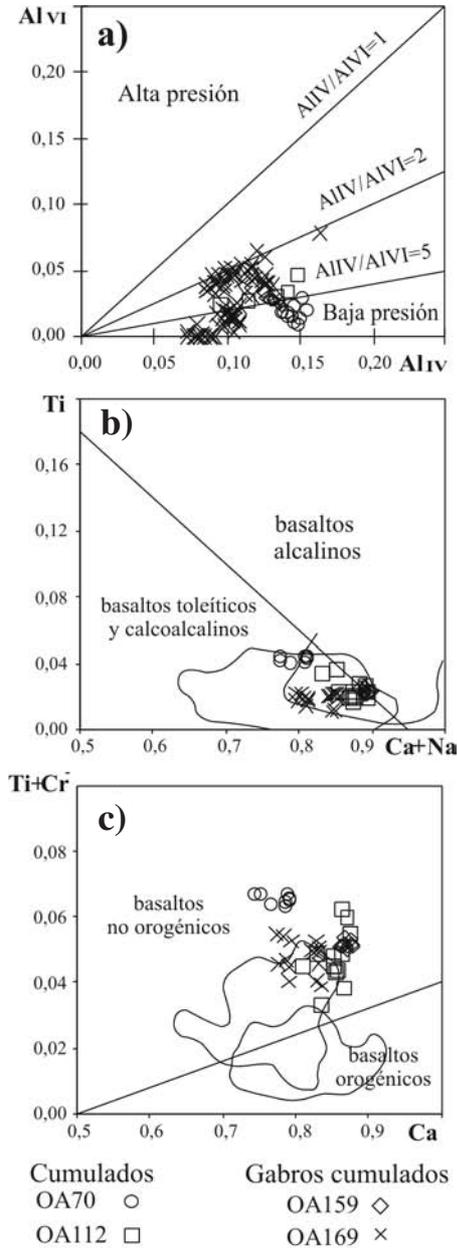


Fig. 10: Diagramas discriminatorios aplicados a piroxenos de cumulados de la Formación Tullín.

Los minerales opacos, que por lo general se presentan como microcristales idiomórficos son los siguientes en cantidad y el olivino es el que se presenta en menor cantidad. El orden de cristalización es: opacos - olivino - plagioclasa - clinopiroxeno. Las vesículas y columnas evidencian un enfriamiento de los basaltos a poca profundidad. La textura microdolerítica es común y caracteriza a las toleítas.

Los gabros, al igual que los basaltos, se caracterizan por el alto contenido de plagioclasas, hasta un 70%. El clinopiroxeno es el segundo mineral en importancia (entre 20% y 30%), seguido por el olivino (entre 10% y 20%) y los opacos, que son principalmente espinela y magnetita, que no representan más del 10%. El orden de cristalización es opacos - olivino - plagioclasa - clinopiroxeno. Esta paragénesis caracteriza una cristalización a una presión de menos de 5 kb (Ragland, 1989), que equivale a una profundidad inferior a los 15 km (Fig. 14).

El origen de las cumulitas está relacionado con un proceso de diferenciación gravitatoria del olivino dentro de una cámara magmática superficial, vinculado con el proceso de fraccionamiento del magma durante la formación de los gabros y basaltos (Fig. 14). El orden de cristalización es similar al resto de las rocas de la Formación Tullín: minerales opacos - olivino - clinopiroxeno y plagioclasa. Otro posible origen es que se trate de coladas picríticas, en las cuales los olivinos se acumularon por gravedad en la base; esta hipótesis es apoyada por la presencia

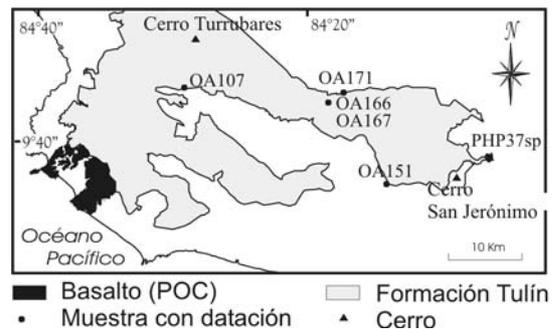


Fig. 11: Localidades de muestras epiclásticas con datación, ver Cuadro 2.

de vidrio y minerales opacos con hábito esquelético en el gabro cumulado OA169, pero se descartó por el bajo valor del #Mg de los basaltos y gabros.

Los basaltos en las proximidades de Parrita tienen un mayor contenido de olivino, lo cual puede deberse a un menor fraccionamiento. Las facies de microgabro tienen mayor presencia en las regiones de Turrubares, cerro San Jerónimo y Tárcoles, lo que puede estar relacionado con la proximidad a las cámaras magmáticas superficiales o al emplazamiento de un vulcanismo toleítico de arco de isla incipiente.

En los basaltos de la Formación Tulín el contenido de MgO varía entre 5% y 7%, mientras que en los basaltos del POC varía entre 8% y 10%. El #Mg en los basaltos de la Formación Tulín varía entre 20 y 35, mientras que en las rocas del POC varía entre 35 y 50. Esto se debe, probablemente, a un mayor fraccionamiento de los basaltos de la Formación Tulín por la instala-

ción de una cámara magmática superficial, donde se formaron las cumulitas y ocurrió la diferenciación de los magmas que originaron los basaltos y los gabros de la Formación Tulín (Fig. 14).

El gráfico de elementos trazas vs. Roca/MORB (Fig. 5) refuerza lo indicado por los gráficos Ti-Zr, Nb-Y y Zr/Nb-MgO, que los basaltos de la Formación Tulín son basaltos E-MORB y que los del POC son MORB empobrecidos en elementos HFS.

En los basaltos de la Formación Tulín, los elementos trazas con bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba) no tienen un patrón definido, especialmente en el caso del Ba. En términos generales tienen un patrón preferencial similar al presentado por los basaltos toleíticos intraplaca.

El gráfico  $TiO_2 - Zr/P_2O_5$  (Fig. 6b) muestra que la Formación Tulín proviene de un magma situado en el límite alcalino-toleítico, mientras que las muestras del POC son claramente toleíticas.

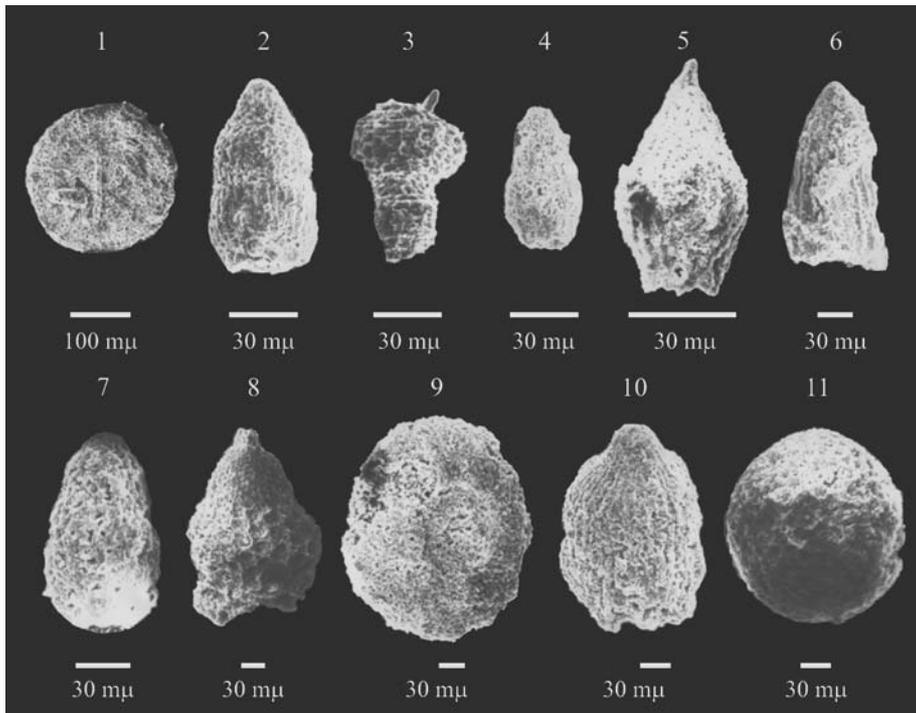


Fig. 12: Epiclásticos intra pillows . Perforación PHP37sp, Instituto Costarricense de Electricidad. La determinación de especies la realizó la Dra Irina Popova (Universidad de Lausanne). 1: *Spongodiscidae* sp. 2: *Theocorys* (?) *phyzella*. 3: *Patulibrachium* (?) sp. *Amphicraspedium* (?) sp. 4: *Theocampe* sp. aff. *T. amphora*. 5: *Phormocyrtis* (?) sp. 6: *Mita* sp. aff. *M. regina*. 7: *Theocampe* sp. 8: *Theocorys anaclasta*. 9: *Orbiculiforma* (?) sp. o, *Pseudoaulophacus* (?) sp. 10: *Mylocercion* (?) sp. 11: *Actinomma* (?) sp.

Los basaltos de la Formación Tulín se diferencian de los del POC por estar enriquecidos en elementos con alto potencial iónico (HFS) y relaciones  $(La/Sm)_{cn}$  y  $(La/Yb)_{cn}$  próximas a 3, mientras que en los basaltos del POC son próximas a 1.

El carácter decreciente  $((La/Yb)_{cn} > 3)$  observado en las tierras raras (Fig. 7), tanto en la mayoría de los basaltos como en los gabros OA92 y OA162 y en las cumulitas OA09 y OA119, refuerza lo observado con los datos de elementos trazas, indicando que efectivamente la Formación Tulín está compuesta por magmas tipo E-MORB.

Los clinopiroxenos analizados tienen las mismas características en los basaltos, en los gabros y en los cumulados de olivino. Cristalizaron a baja presión y provienen de magmas toleíticos intraplaca. Los piroxenos de la muestra OA72 tienen un contenido de titanio superior a la media, esto refuerza lo observado en los gráficos de elementos trazas (Figs. 5f y 6b), donde se observa un carácter más alcalino de este basalto con respecto al resto de los basaltos de la Formación Tulín. Esto podría deberse a que este basalto se originó a partir de un magma menos fraccionado, antes o después que los basaltos de la Formación Tulín.

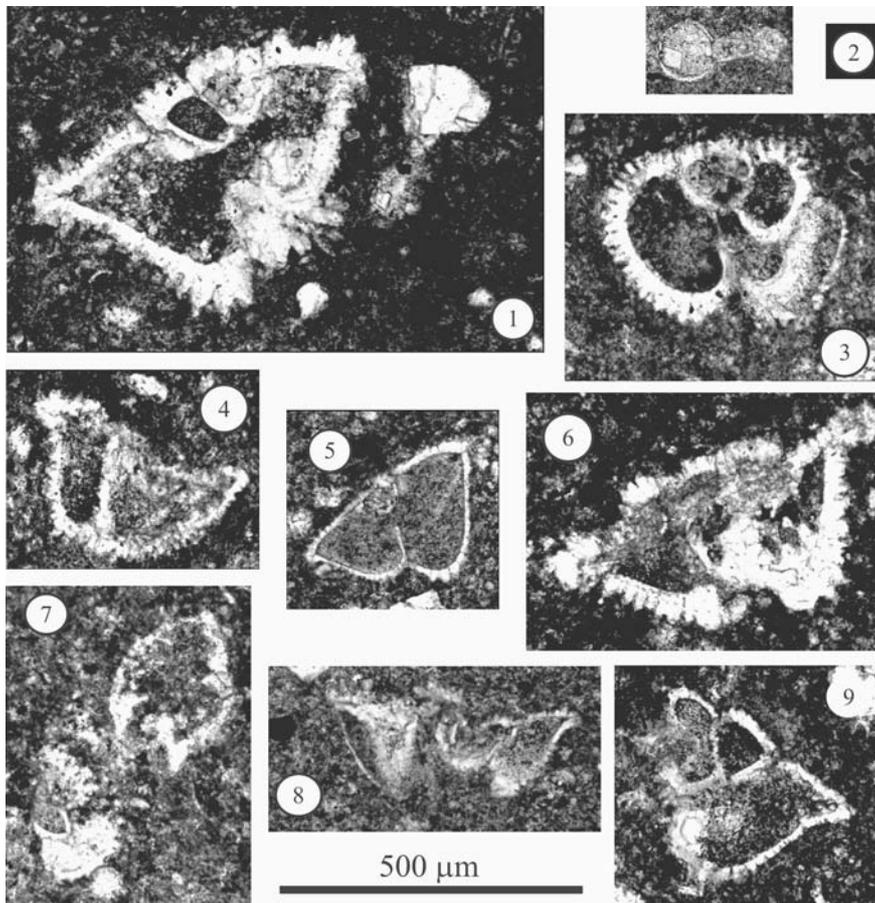


Fig. 13: Sedimentos epiclasticos de la Formación Tulín, Eoceno inferior (OA151). La determinación de las especies la realizó el Prof. Dr. Ronald Werli (Universidad de Ginebra). 1: *Morozovella aragonensis*. 2: *Pseudohastigerina wilcoxensis*. 3: *Acarinina* grupo (?). 4: *Morozovella aragonensis*. 5: *Morozovella aequa* (?). 6: *Pseudohastigerina micra* (?). 7: *Morozovella aequa* (?). 8: *Morozovella formosa* grupo. 9: *Morozovella* sp.

El contenido de Cr en los cumulados de olivino varía entre 1000 y 5000 ppm, mientras en los basaltos no supera los 500 ppm. Esto probablemente se debe a un mayor contenido de Cr-espinelas en las cumulitas. Tanto las cumulitas de olivino como el gabrocumulado OA169 están geoquímicamente relacionados con los basaltos y gabros de la Formación Tulín.

Los sedimentos epiclásticos de edad mastrichtiana señalan el inicio de la Formación Tulín, mientras que el establecimiento de una plataforma carbonatada durante el Eoceno Medio (Luteniano; Bolz & Calvo, 2002) marca el final. Con base en el tipo de fauna y edad de la misma se nota con bastante claridad que desde el Maastrichtiano hasta el Eoceno Inferior existía, en el Bloque Herradura un alto fondo.

Meshede & Frisch (1994) vinculan las rocas enriquecidas en elementos HFS con el *sill event* y las empobrecidas en elementos HFS con un efecto de subducción, aunque no descartan la posibilidad de que sean basaltos originados en

una dorsal de baja velocidad de desplazamiento. En el Bloque Herradura, sin embargo, las rocas enriquecidas en elementos HFS corresponden con los basaltos de la Formación Tulín (E-MORB) y no con el *sill event*. Las rocas del POC, por el contrario, son basaltos pobres en elementos HFS, con una edad de edad 85 Ma (Sinton et al, 1997; Hauff, 1998; Hauff et al. 2000) y vinculados al *sill event*.

Calvo & Bolz (1991), con base en una datación realizada a una caliza al sur de la fila Chonta, mencionan la existencia de una plataforma carbonatada sobre la fila Chonta durante el Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. Se menciona la quebrada San Cristóbal como uno de los lugares donde se observa el contacto de estas calizas con el basalto, pero en un recorrido del autor, junto con el Dr. P.O. Baumgartner, no se encontró la sección mencionada. Además, se considera muy difícil que se pudiera establecer una verdadera plataforma carbonatada en el Paleoceno-Eoceno, debido al alto aporte de sedimentos volcanoclásticos, que no permitiría la formación de calizas puras. En las secciones estudiadas los bioclastos se encuentran retrabajados, provenientes más bien de bancos carbonatados efímeros.

El modo de emplazamiento del Bloque Herradura no ha quedado lo suficientemente claro, pero lo más probable es que ocurrió durante algún momento en el Terciario, utilizando un sistema de falla transformada (fosa-fosa) en lo que hoy es la Zona de Falla al Este de Nicoya (ZFEN, Fig. 1). Esto por dos razones, primero porque en general las rocas de la Formación Tulín no tienen una tectónica lo suficientemente fuerte como para pensar en un evento acrecional destructivo y, segundo, porque el POC en el Bloque Herradura es más joven (~85 Ma) que el de la península de Nicoya (~90 Ma). Por esto, aunque tengan características químicas similares, se interpreta que se originaron en tiempos distintos.



Fig. 14: Modelo de fraccionación magmática. Formación de cumulitas de olivino y basaltos fraccionados en una cámara magmática superficial a una profundidad inferior a los 15 km (5 kb), según Rangland (1989).

## CONCLUSIONES

La Formación Tulín está relacionada con un vulcanismo que se dio sobre el POC, posterior a la Formación Golfito (sedimentos calcáreos hemipelágicos del Campaniano) y anterior a las Calizas de Damas y Unidad Parrita (calizas de plataforma). Cubre aproximadamente 1200 km<sup>2</sup>. Son rocas que se caracterizan por estar poco tectonizadas. Se encuentra conformada por basaltos en almohadilla vesiculares con intercalaciones de sedimentos epiclásticos, gabros, gabro-cumulados y ortocumulados de olivino. Los basaltos están constituidos por plagioclasa (> 60%), que es el mineral más abundante, clino-piroxeno (10-15%), minerales opacos (1-5%), que por lo general están presentes como microcristales, y olivino (0-5%) que se encuentra como fantasmas. El orden de cristalización es: opacos - olivino - plagioclasa - clinopiroxeno. Las vesículas y columnas evidencian un enfriamiento a poca profundidad. La textura microdolerítica es dominante entre las muestras analizadas.

Existe una clara diferencia geoquímica entre el POC y la Formación Tulín. Las rocas de la Formación Tulín, son toleítas tipo E-MORB con relaciones  $(La/Nb)_{cn}$  que varían entre 2,46 y 3,89, mientras el POC tiene relaciones de  $(La/Yb)_{cn}$  y  $(La/Sm)_{cn}$  cercanas a 1,00. La Formación Tulín tiene un alto contenido de titanio (>2%) y bajos valores de #Mg, entre 20 y 35; el POC, tiene contenidos de titanio < 2 % y valores de #Mg entre 35% y 50%.

En la Formación Tulín y en el POC existe un enriquecimiento en elementos trazas de bajo potencial iónico, pero los elementos con alto potencial iónico, son deficientes en el POC con relación a N-MORB y enriquecidos en los basaltos de la Formación Tulín.

Del estudio de los olivinos, se concluye que las rocas de la Formación Tulín han sido originadas a partir de un magma basáltico rico en magnesio, con contenidos de MgO ~9,5 % y FeO ~10,0 %.

Los análisis realizados a los piroxenos revelan que se trata de un magma de origen no orogénico y no alcalino (toleítas intraplaca) y que la cristalización de los piroxenos se dio a baja presión.

Las diferencias geoquímicas, petrográficas y temporales entre el POC y la Formación Tulín que se traducen en diferencias físicas y litológicas, crean la necesidad de considerar a la Formación Tulín como una unidad formal dentro de la estratigrafía ígnea del Pacífico Central de Costa Rica.

Dadas las características geoquímicas E-MORB de los basaltos de Quepos, de edad Paleoceno (60-63 Ma; Hauff, 1998 y Hauff et al. 2000), debe considerarse la posibilidad de agrupar a estos basaltos dentro de la Formación Tulín.

## AGRADECIMIENTOS

Al Fondo Nacional Suizo para la Investigación Científica (FNSRS), por el financiamiento del proyecto de investigación 2000-039545,93. Al profesor Peter Baumgartner, por haberme dado la posibilidad de participar en este proyecto. Igualmente se agradece al Dr. Jean Hernández, Geól. Percy Denyer, Dr. Jean Tournon, Dra. Michèle Caron, Dr. Henri Masson, Dra. Irina Popova, Dr. Ronald Werli, Geól. Claudia Mora-Baungartner, Dr. Jean Claude Lavanchy, Dr. François Bussy, Geól. Rafael Barquero y Dr. Guillermo Alvarado. A mi esposa Eliette y a todos mis amigos que han participado de manera directa en la elaboración de este trabajo. GRACIAS.

## REFERENCIAS

ALFARO, A., 1988: Geología del área de Teruel de Acosta, Compreendida entre la fila San Jerónimo y la fila Coyolar, Cantón de Acosta, Costa Rica. - 36 págs. Univ. de Costa Rica, San José. [Inf. campaña geol.].

- ALFARO, A. & BARRANTES, J., 2002: Borrador de informe geológico en línea de túnel, P.H. Brujo1. - 42 págs. , San José, ICE [Inf. interno].
- ARIAS, O., 2000: Geología y petrología magmática del Bloque Herradura (Cretácico Superior – Eoceno, Costa Rica). - 186 págs. Univ. de Lausanne, Suiza [Tesis Ph.D.].
- BARRANTES, M., 1991: Comentarios petrográficos de algunas rocas aflorantes en la región central de Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 12: 75-82.
- BOLZ, A. & CALVO, C., 2002: Calizas Lutetianas del Arco Interno Paleoceno de Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 26: 7-24.
- CABANIS, B. & LECOLLE, M., 1989: Le diagramme La/ 10-Y/ 15-Nb/ 8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ ou de contamination crustale. - Comp. Rendus l'Acad. Scien. Serie 2, Mec. Phy. Chim. Scien. l'Univers, Scien. Terre 309(20): 2023-2029.
- CALVO, C. & BOLZ, A., 1991: La formación Espíritu Santo (Costa Rica): Sistema de plataforma autóctona del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. - Rev. Geol. América Central, 13: 91-96.
- DEER, W.A, HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J., 1966: The rock-forming minerals. - 528 págs. Longman, London.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región Central de Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 12: 1-59.
- FOREMAN, H. P., 1973: Radiolaria of Leg 10 with systematics and ranges for the families Amphipyndacidae, Artostrobiidae, and Theoperidae. - En: Worzel, J.L. & Bryant, W. (eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C., U. S. Gover. Print. Of. 10: 407-474.
- FUJII, T. & SCARFE, C.M., 1985: Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs. - Contr. Mineral. Petrol. 90(1): 18-28.
- HAUFF, S.F., 1998: Age and geochemical contributions on the origin of oceanic basement complex in Costa Rica and Caribbean large igneous province. - 155 págs. Christian-Albrechts-Univ. Kiel [Tesis Ph.D.].
- HAUFF, S.F., HOERNLE, K., BOGAARD, P., ALVARADO, G. & Garbe-SCHÖNBERG, 2000: Age and geochemistry of basaltic complex in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. - Geochem. Geophys. Geosyst. <http://gcuberd.magnet.fsu.edu/index.asp>
- HIROSE, K. & KUSHIRO, I., 1993: Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. - Earth Planet. Sci. Lett. 114:477-489.
- HOLLIS, C., 1997: Cretaceous-Paleocene Radiolaria from eastern Morlborough, New Zealand. - Inst. Geol. & Nuclear Sci. Limited Lower Hutt, New Zealand: 245-247.
- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. & MARSHALL, M., 1982: Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. - Earth Plan Science Lett. 59(1): 139-154.
- LEVINTON, J. S., 1970: The paleoecological significance of opportunistic species. - Lethaia 3(1): 69-78.

- MALAVASSI, E., 1967: Informe geológico de la hoja Candelaria. - 16 págs. Inf. MEIC Agosto 1967.
- MELSON, W. G., VALLIER, T., L., WRIGHT, T. L., BYERLY, G. & NELEN, J., 1976: Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor spreading centers. - En: *The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin*. - Am. Geophys. Union., Washington, D.C. 351-367.
- MESCHEDE, M., 1986: A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. - *Chem. Geol.* 56( 3-4): 207-218.
- MESCHEDE, M. & FRISCH, W., 1994: Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Central American ophiolites. - *Profil* 7: 71-85.
- SÁENZ, R., ACUÑA, J., CASTRO, J.F., GÓMEZ, M. A., LÓPEZ, A., MEDEROS, B., MONGE, A. & VARGAS, J. E., 1982: Mapa geológico de Costa Rica. - 9 mapas, escala 1:200 000, MIEM, IGN, San José.
- PEARCE, J.A., 1982: Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - En: TORPE, R.S.(ed.): *Andesites*, Wiley Chichester. 525-548.
- RAGLAND, P. C., 1989: *Basic analytical petrology*. - 369 págs., Oxford University Press, New York.
- RODRÍGUEZ, C., SÁENZ, L. F., CERVANTES, F., ALVARADO, G., CHAVES, J., LEANDRO, G., VALVERDE, M. & SASALASAR, J., 1996: P.H. Pirris. Informe geológico-geotécnico de avance para el diseño básico. -119 págs. San José, ICE [Inf. interno].
- ROEDER, P.L. & EMSLIE, R.F., 1970: Roeder Olivine-liquid equilibrium. - *Contr. Mineral. Petrol.* 29: 275-289.
- SANFILIPPO, A., WESTBERG-SMITH, M.J. & RIEDEL, W., 1989: Cenozoic radiolaria. - En: Bolli., H.M., SAUNDER, J.B. & PERCH-NIELSEN, K (eds.): *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, 2: 631-712.
- SAUNDERS, A.D., 1984: The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basin. - En: HENDERSON, P. (ed.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 2: 205-236
- SAUNDERS, J. B., BERNOULLI, D., MULLER-MERZ, E., OBERHANSLI, H., PERCH-NIELSEN, K., RIEDEL, W. R., SANFILIPPO, A. & TORRINI, Jr. R., 1984: Stratigraphy of the late middle Eocene to early Oligocene in the Bath Cliff Section, Barbados, West Indies. - *Micropaleont.* 30(4): 390-425.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1980: Rasgos fundamentales de la historia del Complejo de Nicoya (Amér. Central meridional). - *Brenesia* (18): 231-252, San José.
- SEYLER, M. & BONATTI, E., 1994: Na, AIIV and AIVI in clinopyroxenes of subcontinental and suboceanic ridge peridotites; a clue to different melting processes in the mantle?. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 122(3-4): 281-289.
- SINTON, C.W., DUNCAN, R.A. & DENYER, P., 1997: Nicoya Peninsula, Costa Rica: A single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. - *J. Geophys. Res.* 102(B7): 15507-15520.
- SUN, S.-S. & McDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of

- oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. - En: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (ed.). Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Amer. Special Paper 42: 313-345.
- TAPPAN, H. & LOEBLICH, A.R.J. 1988: Foraminiferal general and their classification. - 970 págs., Van Nostrand Reinhold, New York.
- THOMPSON, R.N., 1974: Some high-pressure pyroxenes. - Mineral. Mag. J. Mineral. Soc. 39(307): 768-787.
- TOURNON, J. & ALVARADO, G., 1997: Mapa Geológico de Costa Rica. - 79 págs. + mapa. Ed. Tecnológica de Costa Rica, Cartago.
- WILKINSON, J.F.G., 1982: The genesis of mid-ocean ridge basalt. - Earth-Science Rev. 18(1): 1-57.