

CARTOGRAFÍA DE PROCESOS EXOGEODINÁMICOS EN LOS MATERIALES SUPERFICIALES DERIVADOS DE LA ALTERACIÓN BIOGEOQUÍMICA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DE LA CORDILLERA DE LA COSTA, ESTADO VARGAS

(Mapping exogeodynamic processes in surface materials derived from biogeochemical alteration of metamorphic rocks of the Cordillera de la Costa, Vargas state, Venezuela)

AGUILAR R. Iliana¹ & SINGER André^{1,2}

¹FUNVISIS. Caracas 1070. ²UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053.

Correo-e: iaguilar@funvisis.gob.ve. (Contribución del proyecto PREDERES, FUNVISIS – IMF-UCV)

(Presentación 9 p. en DVD anexo, carpeta 001)

El objetivo de este estudio es ilustrar la actividad geológica de superficie de las cuencas del río Mamo y las quebradas la Zorra y Tacagua, ubicadas al oeste del estado Vargas, y enmarcadas geológicamente dentro de los límites de las unidades litodémicas Esquistos de Tacagua, Las Brisas, Las Mercedes y el Complejo Nirgua de la Cordillera de la Costa (Urbani, 2004), a partir de un inventario cartográfico detallado obtenido por fotointerpretación secuencial de las áreas que han sido mayormente afectadas por manifestaciones significativas de degradación que integran desde fenómenos muy intensos de escorrentía difusa (“peladeros”), hasta procesos de erosión concentrada (cárcavas) y movimientos de masa (deslizamientos de tierra, aludes torrenciales).

A tal efecto, se utilizaron coberturas aerofotográficas de fecha cercana a la ocurrencia de las caídas lluvias de febrero 1951 y diciembre 1999 para la parte baja y media de las referidas cuencas, a manera de documentar el impacto geomorfológico respectivo de ambos eventos y de evaluar la tendencia evolutiva de los procesos dinámicos responsables de la degradación de las cuencas. Además se utilizaron vistas del año 1983 para la cobertura de la parte alta de la cuenca.

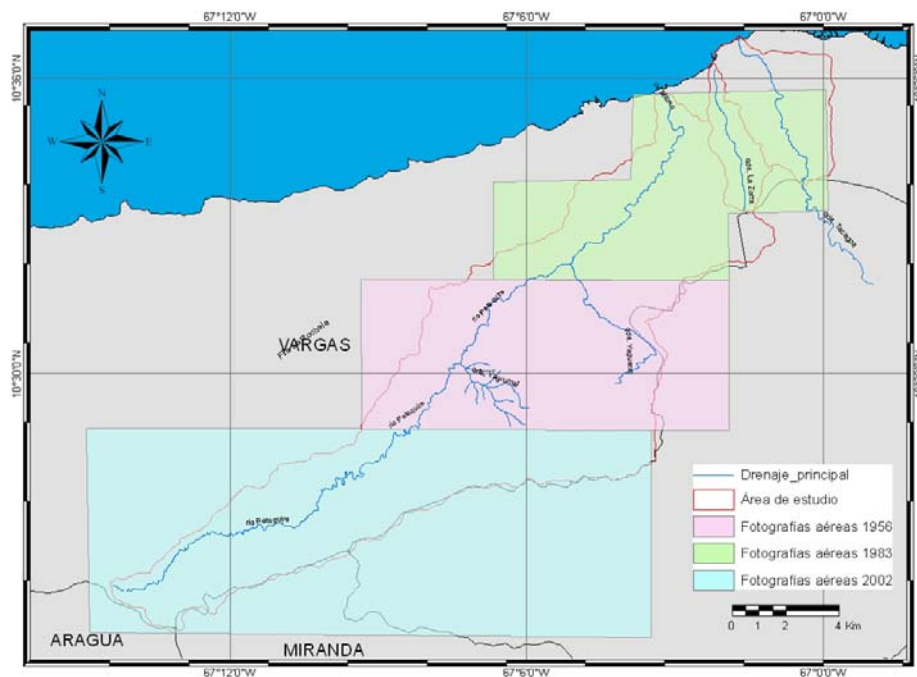


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio. Las franjas ilustran la posición de las vistas estereoscópicas fotointerpretadas según el año de confección de la misión.

Con el objeto de comprender los patrones de distribución de los procesos exogeodinámicos en el área de estudio, se confeccionó un mapa de litotopos correspondiente a un modelo organizacional de las formaciones superficiales y sus espesores promedios identificándose cinco litotopos: 2000, 1500, 1200, 1000-1100 y 800 m con espesores de formación superficial de 20, 10-20, 5-10, 5-2, y menos de 2 metros respectivamente, lo que combinado con un mapa de vegetación, permitió hacer una interpretación desde el punto de vista genético de los vínculos entre la dinámica de la degradación de la cuenca y los procesos de alteración biogeoquímicos generadores de suelo, con lo que finalmente se confeccionó un mapa de amenazas por deslizamientos.

Los procesos exogeodinámicos cartografiados en el inventario destacan los sectores que contribuyeron de manera más significativa a la degradación de las cuencas estudiadas y representan una amenaza para la infraestructura y la población, tanto en las laderas como en los lechos aluviales, producto de las lluvias de febrero de 1951 y 1999.

La evaluación geomorfológica del impacto de las lluvias caídas en diciembre 1999 en las cuencas de la región de proyecto, no difiere sustancialmente de la imagen de la degradación que reflejan estas mismas cuencas a raíz del evento de febrero de 1951. En efecto, una evaluación comparativa de ambos eventos destaca que los sectores de mayor contribución a la degradación de las cuencas por procesos de arrastre torrencial, permanecen confinados en las partes inferiores de las mismas y sin registrarse cambios fundamentales en la extensión de las áreas más afectadas y en los procesos exogeodinámicos responsables de la degradación señalada. La única diferencia apreciable es de índole cuantitativa, y se traduce por una intensificación de los procesos de degradación torrencial en 1999, que se expresa por un incremento de los colapsos gravitacionales de regolitos (debris slide) en las microcuencas mayormente sometidas a la acción de avalanchas de detritos (debris avalanches) y por una extensión de los tramos de quebradas azolvadas por los productos de arrastres frescos acumulados en el eje de los drenajes. Es notoria también, la reactivación de ciertos sectores restringidos de deslizamientos con actividad latente o fósil. Las diferencias señaladas se deben probablemente al monto de precipitaciones alcanzado en el evento de 1999, el cual duplica prácticamente la lluvia caída en 1951, pero con escenarios meteorológicos de ocurrencia muy parecidos en ambos casos (Aguilar, *et al.* 2007a y Aguilar *et al.* 2007b).

De la integración de los inventarios cartográficos generados se derivan las siguientes observaciones:

Del cotejo del mapa de vegetación y el de formaciones superficiales que el paleosistema de aplanamientos de la Cordillera de la Costa es el marco regional que controla simultáneamente tanto la distribución de los litotopos como los pisos bioclimáticos con un coincidente patrón de distribución en bandas escalonadas en dirección noreste. Esta relación entre las unidades litogeomórficas y las formaciones vegetales los hace funcionar como variables interdependientes cuyo vínculo se traduce en la estabilidad del comportamiento mecánico que refleja el mapa de procesos exogeodinámicos y el espesor de las formaciones residuales.

De la cartografía de procesos es posible interpretar, que en los mecanismos de deterioro torrencial de la dinámica del río Mamo bajo el impacto de los productos voluminosos de arrastre provenientes de los sectores degradados en la parte baja de la cuenca, es notoria la intervención de fenómenos de descarga de gran poder destructor.

Estos fenómenos de descarga son inducidos por el represamiento mutuo de los aportes longitudinales generados desde ciertos sectores de microcuencas hacia el drenaje principal y de aportes laterales de origen local, asociados al litotopo de cota 800 sometidos a la acción recurrente de flujos de escombros provenientes de fuentes de inestabilidad ubicadas en la margen izquierda del cañón del Río Mamo. Este mismo mecanismo es susceptible de ocurrir en los ejes de drenaje secundarios correspondientes a las microcuencas degradadas, como parece verificarse a lo largo de la Qda. El Tigre en el evento de 1999, así mismo la susceptibilidad de la amplia ladera húmeda expuesta al noroeste de la fila La Rochela ante la ocurrencia de avalanchas de detritos, es el resultado de la existencia de espesas formaciones residuales originadas en el Esquisto Las Brisas bajo las condiciones de humedad bioclimáticas existentes por encima de los 1200 m de altura, tomando en cuenta la propensión de los suelos saprolíticos franco-limosos en alcanzar contenidos de humedad que exceden los límites de consistencia durante la estación lluviosa.

Finalmente se anexa el mapa de zonificación donde los niveles de amenaza fueron definidos bajo una óptica multivariable que combina frecuencia (dada por la probabilidad de ocurrencia el grado de permanencia o continuidad superficial del proceso de acarreo del material), densidad (en cada fenómeno deriva directamente de la evaluación del inventario cartográfico de procesos exogeodinámicos) e intensidad (que denota el impacto potencial de los procesos ver fig.2).

Dicho inventario es un mapa sintético donde las variables anteriores se conjugan y muestran como producto principal las áreas de mayor amenaza cuyos máximos niveles están ubicadas en los fondos de valle azolvados de la parte baja de las cuencas asociados al litotopo de 800m sometidos a los procesos de erosión regresiva potenciados por la antropización y las laderas coronadas por el litotopo de 1200 donde se generan zonas de despegue de aludes bajo bosque.

Referencias

- AGUILAR I., SINGER A., RODRÍGUEZ L. & VALLÉE M. 2007a- Impacto exogeodinámico de las lluvias caídas en 1951 y 1999 en la degradación de las cuencas del río Mamo y de las quebradas La Zorra y Tacagua. FUNVISIS, Segundo Informe de avance. 9 p.
- AGUILAR I., SINGER A., VALLÉE M. & RODRÍGUEZ L. 2007b- Inventario de procesos de la parte media de la cuenca del río Mamo para el evento de 1951, cartografía detallada del evento de 1999 en la parte baja de las cuencas de estudio y análisis de precipitaciones asociadas a procesos de remoción en masa para la determinación de umbrales críticos. FUNVISIS, Tercer Informe preliminar. 11 p.

URBANI F. & RODRÍGUEZ J. A. 2004. *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa*. Edic. Fundación Geos y Funvisis, Caracas. 12 + 146 hojas a escala 1:50.000. (Hoja 6747-I-SE Carayaca y 6747-I-NE Catia La Mar).

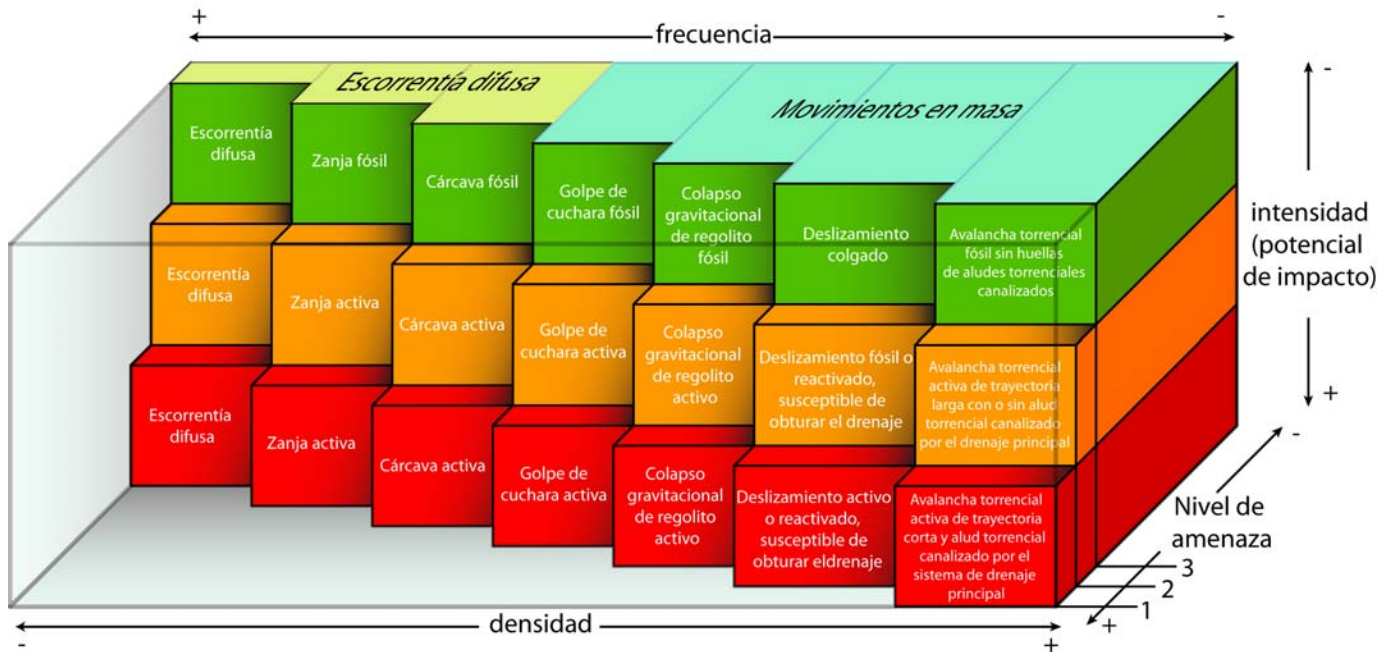


Fig 2. Diagrama representativo de la constitución y ponderación de las zonas de amenaza exogeodinámica en función de tres variables: frecuencia, intensidad y densidad de los procesos.

PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEO-METAMÓRFICAS DE LA PENÍNSULA DE LA GOAJIRA, ISLA DE TOAS Y LOS MONJES DEL SUR, ESTADO ZULIA Y DEPENDENCIAS FEDERALES (Petrology of igneous and metamorphic rocks in Goajira peninsula, Toas island, and Los Monjes South, Venezuela)

AZANCOT Manuel

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053.

Correo-e: manueljazancot@yahoo.es. Tutor: F. Urbani. (Contribución del proyecto GEODINOS)

(Presentación 36 p. en DVD anexo, carpeta 002)

La zona de estudio está conformada por tres sectores distintos, el primero, se encuentra al sur de la Península de la Goajira, al este de la población de Cojoro, el segundo, se localiza, en el extremo norte del Lago de Maracaibo, y NE de Maracaibo, en la Isla de Toas específicamente, y el tercero corresponde al Archipiélago de Los Monjes, el cual se haya localizado en el NO del Golfo de Venezuela, y al este de la Península de Paraguaná. Este trabajo pretende realizar una actualización de los mapas geológicos existentes en cada una de las tres localidades, y generar, como resultado final, un modelo de evolución petrológica y tectónica que más se adecúe a cada una. Para ello, se analizaron petrográficamente 58 de las muestras recolectadas en el trabajo de campo.

En la zona de la Península de la Goajira, fueron cartografiadas varias unidades, entre ellas, el Metagranito de Atúschon, la Formación Rancho Grande, compuesta por arenisca feldespática, las Volcánicas de Ipapure, conformadas por cuerpos de lava dacítica (Fig. 1), y de toba gruesa; y, por último, la Formación Uipana, constituida por arenisca cuarzosa de grano grueso. Esta configuración geológica actual, probablemente, podría deberse a la acción de un proceso de rifting, que originase la cuenca de depositación de la Formación Rancho Grande y Uipana, así como el magmatismo que dio pie a la depositación de las Volcánicas de Ipapure, sin embargo, no se han realizado los análisis químicos de las lavas para comprobar su afinidad.

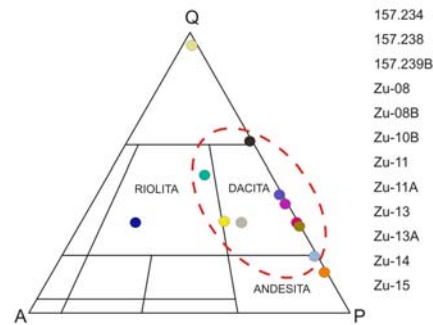


Fig. 1. Composición general de lavas y tobas de las Volcánicas de Ipapure

En la Isla de Toas, las muestras de rocas ígneas recolectadas, estas resultaron tener diferencias drásticas entre sí, ya que la roca plutónica y basamento de la isla, que es la Metagranodiorita de Toas, presenta una textura cataclástica, indicativo de tectonismo. Mientras que las rocas volcánicas no presentan estructuras de deformación, lo que indica, que estas rocas, pudieron haber sido emplazadas con una notable diferencia temporal al basamento de la isla. Por otra parte, la dirección de los cuerpos volcánicos presentan paralelismo a direcciones de fallas asociadas a la falla de Oca, según el esquema de Wilcox (Fig. 2), con lo cual, se puede inferir, que estas rocas volcánicas son sincrónicas, o hasta más jóvenes que la misma falla de Oca, o estructuras preexistentes, duda que se resolvería con la datación U/Pb en circones. Comparando estas rocas, con las volcánicas de Falcón central, surge el pensamiento de que pudieron tener el mismo origen de magmatismo intraplaca en una cuenca de tracción (“pull apart”), pero al no encontrarse estructuras volcánicas similares, se puede pensar en la hipótesis propuesta por BAYONA (2008), que estas rocas provengan de un magmatismo incipiente generado por la subducción del Protocaribe por debajo del borde noroccidental de Suramérica (PINDELL 2007); pero, al igual que las volcánicas de Ipapure, en la Goajira, no se cuenta con análisis químicos que revelen su afinidad.

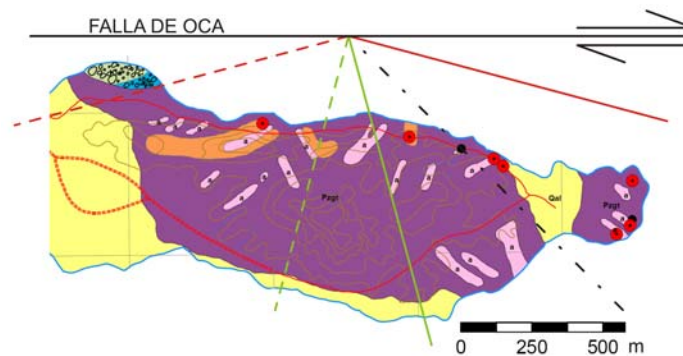


Fig. 2. Esquema de Wilcox para la Isla de Toas

En Los Monjes del Sur, la historia es otra, las rocas corresponden a litósfera oceánica emplazadas en superficie. Están compuestas en más de un 80% de anfíbol verde-azul, y cantidades menores de cuarzo y plagioclasa, lo que lleva a pensar, que el protolito de estas rocas metamórficas, sean las máficas y ultramáficas de la mitad de la secuencia de piso oceánico, mezcladas con rocas de su parte superior. Se detectan dos direcciones de foliación casi perpendiculares, donde la primera (S1), pudo haber sido generada por la subducción del Protocaribe bajo la placa Caribe, generando esfuerzos casi E-W. La segunda (S2), pudo haber ocurrido, por causa de la subducción del Caribe por debajo de Suramérica, formando esfuerzos dirección casi N-S.

Para mejorar el conocimiento de estas regiones, se requiere de datos geocronológicos, así como geoquímica detallada para determinar la afinidad de origen de los distintos cuerpos ígneos.

GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LA METADIORITA DE TODASANA, ESTADO VARGAS (Geology and petrology of Todasana Metadiorite, Vargas state, Venezuela)

CABRERA Claudia

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330).
Caracas 1053. Correo-e: veneclau@hotmail.com. Tutor: F. Urbani. (*Contribución del proyecto GEODINOS*)
(Cartel en DVD anexo, carpeta 003)

La Metadiorita de Todasana es un cuerpo metaígneo ubicado en el flanco norte de la Serranía del Litoral, a 4 km al sur del pueblo de Todasana y entre los poblados de Oritapo, La Sabana y Caruao en el estado Vargas. Éste es considerado único en la Cordillera de la Costa y Venezuela, debido a sus características particulares que difieren de las unidades que la rodean y de aquellas parcialmente semejantes.

El estudio consistió en el análisis petrográfico y geoquímico mediante el cual se estableció las características de las distintas litologías presentes, clasificándose los tipos de rocas encontrados e interpretando el origen, con el fin de mejorar el conocimiento del marco tectónico existente en el momento de su generación, y la evolución en el tiempo hasta su condición actual.

En la mayoría de los afloramientos se encontraron combinaciones de paleosoma y neosoma, así como las diversas estructuras migmatíticas como la flebítica, ptygmática, nebulítica y agmática, la cual es la más típica de todas y predomina hacia la parte central de la unidad.

Para realizar un mejor análisis en cuanto a las complejas relaciones de corte que se encontraron en esta unidad, se procedió a clasificar los distintos tipos de rocas en diferentes grupos de acuerdo a su contenido mineralógico y químico, pero principalmente por su disposición y relación de corte en el que se encontraban en el afloramiento. Así bien, primeramente se clasificaron los paleosomas dioríticos mayoritarios de la unidad en dos grandes grupos, el primero, caracterizado por la presencia mayoritaria de anfíbol marrón en las muestras, que a su vez, por medio de la norma C.I.P.W se clasificaron como "diorita normativa" y "gabro normativo", y un segundo grupo caracterizado por la presencia mayoritaria de anfíbol verde-azul. Posterior a esto, se clasificó un grupo conformado por enclaves dentro de los grupos paleosómicos mencionados anteriormente, siendo éstos considerados los más antiguos de toda de la unidad.

Utilizando las relaciones de corte presentes en los afloramientos, se procedió a clasificar a los grupos metadioríticos que eran posteriores (neosomas) a los paleosomas principales, teniéndose seguidas a éstas, un grupo de dioritas biotíticas de grano grueso y un grupo de rocas igualmente máficas y un poco más diferenciadas. Luego de esto, se identificaron grupos de diques tardíos clasificados petrográficamente como metadiorita en sus variedades biotítica-anfibólica, biotítica epidótica, biotítica titanífera, granatífera muscovítica, anfibólica epidótica, biotítica granatífera.

Cortando toda la secuencia anterior, se clasificó el grupo de las rocas hipoabisales que al ser clasificadas con la norma C.I.P.W, resultaron de dos tipos, las de protolito "andesítico" y las de protolito "basáltico". Por último, se encontró un grupo característico de diques félsicos que cortaban a las rocas hipoabisales y a todas las restantes de la unidad por lo que se fueron consideradas como las más jóvenes.

Debido a lo distintivo de las rocas hipoabisales, éstas ayudaron a establecer el orden de intrusiones de las rocas de los distintos grupos de la siguiente manera: se puede decir que se tienen dos grupos de paleosomas mayoritarios que contiene enclaves de algo más antiguo, para ser intrusionados quizá con muy poco tiempo después, por diques igualmente máficos semejantes. A esto sigue la intrusión de diques más félsicos. Probablemente el macizo fue exhumado a niveles más someros, para hacer posiblemente la intrusión de los diques pequeños de diabasa.

Para finalizar se tiene otro evento volumétricamente importante de diorita biotítica de grano grueso, para luego seguir diques pequeños más tardíos y diferenciados hasta llegar al los diques más félsicos y jóvenes de la unidad.

Probablemente los paleosomas mayoritarios estuvieron sometidas a un metamorfismo de alto grado de la facies de la granulita, así como la secuencia de múltiples intrusiones desde los más viejos hasta al menos los hipoabisales a la facies de la anfibolita, pasando luego por una zona de transición en la facies de la anfibolita epidótica, que posteriormente en un ambiente del metamorfismo regional de naturaleza Caribeña que afecta a toda la Cordillera de la Costa, las rocas fueron afectadas por un metamorfismo de la facies del esquisto verde.

Las múltiples dataciones geocronológicas de que se disponen sugieren que posiblemente esta unidad haya tenido su origen en una isla oceánica con afinidad de basalto alcalino que haya colisionado con el margen continental activo del occidente de Gondwana posiblemente correspondiente al arco magmático Famatiniano (530-508 Ma), que posteriormente pudo estar involucrado en la orogénesis Herciniana, durante el Paleozoico medio, incorporándose durante el Cretácico Temprano a los procesos de interacción de las placas Caribe y Suramérica, trasladándose de oeste a este y acrecionándose al norte de Suramérica. Desde el Cretácico Tardío y en el Cenozoico, las rocas fueron

levantadas, apiladas y erosionadas, exhumando los núcleos precámbricos y paleozoicos, correspondiendo con el ciclo Caribeño, ocurriendo la mayor exhumación durante el Paleógeno.

Para próximos trabajos se podría tomar en cuenta la realización de geoquímica moderna más detallada, incluyendo elementos de las tierras raras, y la datación de los diques de diabasa o los diques félsicos que los cruzan, dado que podrían resultar mas bien del ciclo Caribeño.



Figura 1. Rocas gabroides en estructura agmática con múltiples intrusiones de diques félsicos.

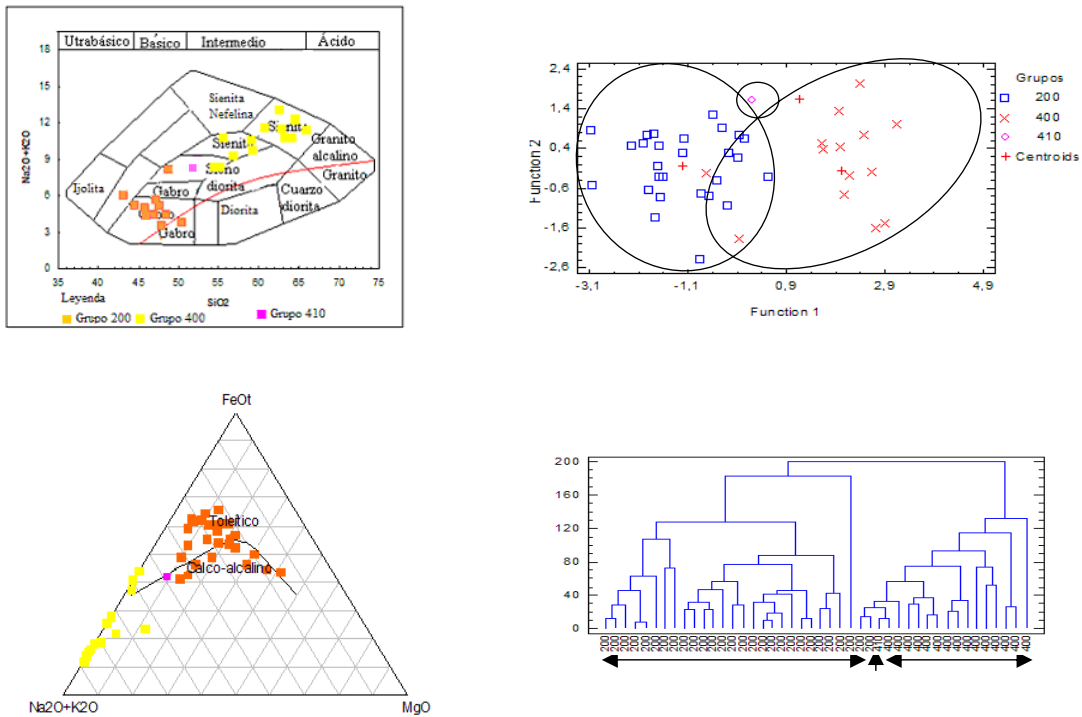


Figura 2. Diagramas donde se muestra una notable diferencia entre los tipos más máficos a los félsicos.

ANÁLISIS DE ECLOGITAS DE DOS LOCALIDADES DE LA CORDILLERA DE COSTA, VENEZUELA (Analysis of eclogite from two localities from the Cordillera de la Costa, Venezuela)

CARABALLO Enzo¹, DE ABRISQUETA Ander² & MENDI David¹

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330).

²INGEOMIN, Alta Florida. Caracas. Correo-e: davidmendi@gmail.com. (Contribución del proyecto GEODINOS)
(Cartel en DVD anexo, carpeta 004)

Diversos estudios se le han realizado a cuerpos de eclogita a lo largo de la Cordillera de la Costa, desde Puerto Cabello (MORGAN 1970) hasta la isla de Margarita (NAVARRO 1971, NAVARRO 1974, BLACKBURN & NAVARRO 1977) con el objeto de indicar o proponer un modelo petrogenético. En este trabajo se presentan algunos resultados parciales obtenidos del estudio realizado a muestras de eclogitas colectadas en la zona de El Palito, cerca de Puerto Cabello, Carabobo, y en la quebrada Ocumarito, afluente del río Mamo, Vargas.

Las muestras se caracterizaron por medio de petrografía y análisis químico de los granates por medio de la microsonda electrónica (EPMA). Al igual que en los trabajos anteriores se pretende determinar la variación composicional de los granates de dichas eclogitas y así apoyado en una descripción textural y mineralógica por medio del microscopio óptico, proponer una hipótesis acerca de la petrogénesis metamórfica de tales rocas.

Se analizó un granate por muestra, por EPMA del Centro de Microscopía de la Facultad de Ciencias de la UCV empleando espectrometría por dispersión de energía (EDS). Las condiciones de análisis fueron las siguientes: 20 kV para el haz de electrones, con una corriente de $1,5 \times 10^{-9}$ A y con un tamaño aproximado del punto de unos 2,5 micrones. Se obtuvieron los porcentajes en peso de MgO, MnO, Fe₂O₃ y CaO, para determinar su variación desde la periferia hasta el centro de los granates. Igualmente, por medio de un microscopio de barrido con detector EDS del INGEOMIN se determinó química la composición de los piroxenos y granates en ambas muestras.

La eclogita de Puerto Cabello (PC) esta constituida principalmente de piroxeno, tipo onfacita. Es abundante el granate, subhedrales en su mayoría y presentan una relación de sintectonismo con la matriz, es muy frecuente que éstos posean inclusiones hacia el centro de los cristales y hacia los bordes halla ausencia de los mismos. Éstos se hallan muy fracturados. También es importante indicar que las inclusiones en el centro del cristal parecieran estar limitadas por una serie de caras cristalinas previas (Fig. 1), aunque no muy evidentes. Entre los minerales que se presentan como inclusiones están la esfena y rutilo.

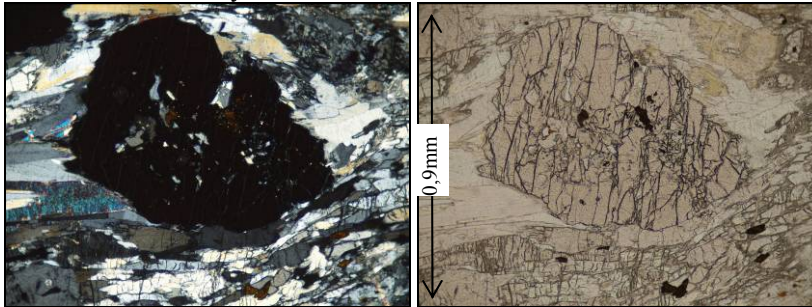


Figura 1. Granates subhedrales de la muestra PC y con la presencia de un borde sin inclusiones.

La eclogita de la quebrada Ocumarito (OC) posee varias características similares a la de Puerto Cabello, pero en en muchos casos se observan relaciones que indican un post-tectonismo de los granates evidenciado por “cortar” a la mica blanca principalmente y piroxeno. El granate posee inclusiones en la parte central y están limitados de forma muy evidente por superficies de un posible cristal previo (Fig. 2), teniendo hacia la periferia una ausencia total de inclusiones y en relación a Puerto Cabello están poco fracturadas.

Los perfiles (Fig. 3) que indican la variación de MgO, MnO, Fe₂O₃ y CaO desde el borde hasta la periferia de los cristales, permiten observar la zonación reportada por los distintos autores. Mediante el análisis petrográfico se puede definir que los granates en ambas rocas son sintectónicos. Tomando en cuenta los perfiles químicos y lo mencionado por NAVARRO (1981) se propone que posiblemente los bordes con ausencia de inclusiones se hayan generado en un proceso metamórfico posterior, es decir, dos generaciones de crecimiento de los granates, la zona interna (ricas en inclusiones) y el borde externo (limpio). Además evidenciado por el aumento de MnO y Fe₂O₃ hacia el interior de los granate, al igual que una disminución de MgO. Esos cambios ocurren cerca del límite entre el borde libre y el centro rico en inclusiones.

Para obtener resultados más representativos y precisos se recomienda seguir para esta investigación:

- a) Realizar un transecto (perfil) diametral más denso para definir con más precisión los cambios en la concentración de los elementos analizados.
- b) Clasificar las eclogitas mediante la composición química de los granates.
- d) Hacer una descripción mineralógica más detallada de las muestras con el fin de hallar reacciones en equilibrio. Esto con el objetivo final de calcular valores de P y T para las condiciones petrogenéticas de tales rocas eclogíticas. Igualmente se pretende localizar más muestras en diversas localidades para someterlas al mismo estudio e indicar una posible relación entre ellas y proponer un modelo.

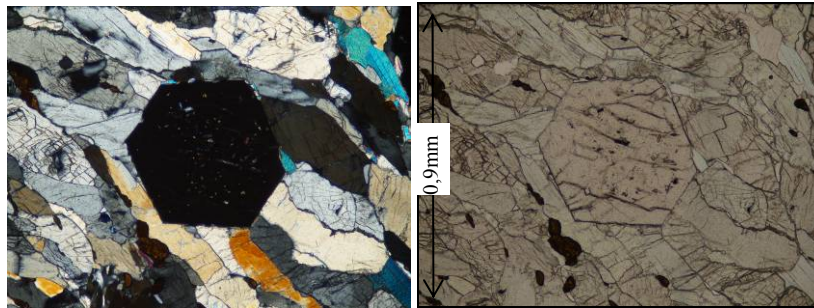


Figura 2. Granate euhedral mostrando claramente la presencia de inclusiones, este cristal posee una relación de post-tectonismo con respecto a la matriz.

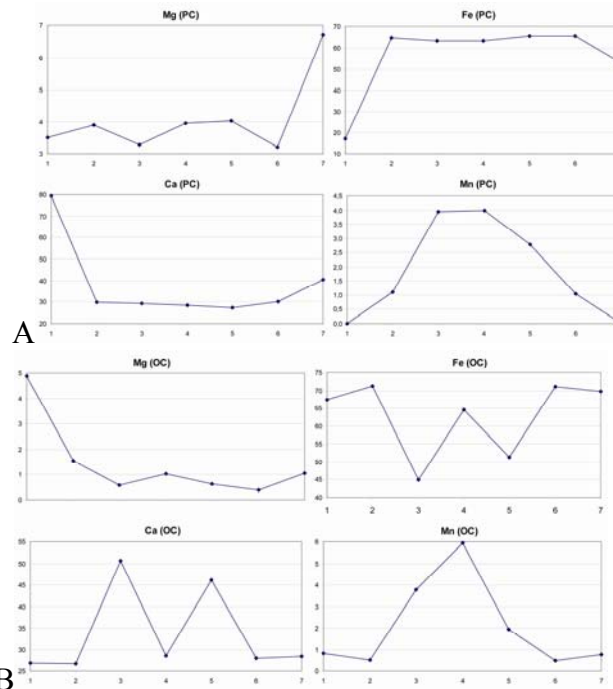


Figura 3. Perfiles donde se observa la variación de MgO, CaO, Fe₂O₃ y MnO desde el borde hasta la periferia, el eje x corresponde al punto analizado (A) muestra de eclogita localizada en Puerto Cabello, (B) muestra de eclogita localizada en la Qda. Ocumarito.

Referencias

- BLACKBURN W. H. & NAVARRO E. 1977. Garnet zoning and polymetamorphism in the eclogite rocks of isla de Margarita, Venezuela. *Canadian Mineralogist* (15): 257-266.
- MORGAN B. 1970. Petrology and Mineralogy of Eclogite and Garnet Amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *Journal of Petrology* (11) 100-145.
- NAVARRO E. 1981. Relaciones mineralógicas en las rocas eclogíticas de la isla de Margarita, edo. Nueva Esparta. *Geos Caracas*. (26): 3-45.

ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LA FORMACIÓN GARRAPATA EN SU SECCIÓN DE REFERENCIA DE LA QUEBRADA GAMELOTAL, ESTADO ARAGUA (Petrographic study of the Garrapata Formation in its reference section located in Quebrada Gamelotal, Aragua state, Venezuela)

DUGARTE N. José H.

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330).

Caracas. Tutor: F. Urbani. (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

(Presentación 48 p. en DVD anexo, carpeta 005)

El objetivo del trabajo fue realizar un estudio petrográfico de uno de los ciclos sedimentarios propuestos por BELL (1968-a) que conforman la Formación Garrapata, con la finalidad de obtener una visión general de las variedades litológicas presentes dentro de esta formación. Este trabajo se llevó a cabo en la sección de referencia propuesta por BELL (1968-a) ubicada en la quebrada Gamelotal, al norte de Valle Morín, estado Aragua. Se efectuó el estudio petrográfico de 18 muestras recolectadas siguiendo el orden estratigráfico de un ciclo sedimentario de 50 m de espesor. Adicionalmente se estudió una muestra proveniente de la sección tipo ubicada en el Cerro Garrapata, al noreste de San Juan de los Morros, estado Aragua.

En dicha sección la unidad aflora en contacto de falla con el Granofel de Santa Isabel y se compone de una secuencia cíclica de unidades sedimentarias de espesores entre 30 a 80 m que se caracterizan por tener un conglomerado basal con clastos muy gruesos, principalmente gránulos, que verticalmente grada hacia una secuencia formada por arenisca, grauvaca lítica y ocasionalmente conglomerado de gránulos y guijarros. Hacia el tope de estos ciclos se reconocieron capas de arenisca de grano medio, horizontes de lutita, algunos lentes de lodolita oscura y delgados niveles de ftanita.

El estudio petrográfico arrojó que las principales litologías que componen cada ciclo sedimentario son conglomerado de gránulos, conglomerado de guijarros, litarenita, sublitarenita, grauvaca lítica, lodolita y ftanita; aunque estas dos últimas en proporción muy baja.

El estudio individual de los tipos de fragmentos líticos reconocidos en conglomerados y areniscas permitió reconocer hasta cinco grupos de clastos según el tipo litológico y origen: *fragmentos sedimentarios*: arcillita, limolita, grauvaca cuarzosa, grauvaca lítica, clastos carbonáticos fosilíferos (algunos con *Globigerina* sp. y cf. *Globotruncana* que indican edades de Cenomaniense a Paleoceno) y ftanita; *fragmentos metasedimentarios*: cuarcita, metalutita y metarenisca; *fragmentos ígneos plutónicos*: diorita (augita, andesina, hornblenda y clorita), gabro (clinopiroxeno, plagioclasa y clorita), anortosita?; *fragmentos ígneos hipoabisales*: diabasa; *fragmentos ígneos volcánicos*: basalto que presentan diversos grados de alteración. Todos los fragmentos de rocas ígneas presentaron un grado de alteración de bajo a fuerte, donde los minerales máficos se encuentran alterando principalmente a clorita, calcita, prehnita y epidoto. Dentro de los fragmentos volcánicos se reconocieron reliquias de texturas de flujo, ofítica y glomeroporfirítica.

Por los clastos presentes se interpreta que la fuente de sedimentos de la unidad fueron los distintos tipos de rocas del arco volcánico y del antearco, sin participación de aquellas del margen norte de Suramérica, por consiguiente la unidad debe haberse depositado en el Paleógeno y no en el Cretácico Tardío como se interpretó originalmente.

ESTUDIO DEL LOS SISTEMAS DE FALLAS DE MORÓN Y LAS TRINCHERAS. SISTEMA FERROVIARIO PUERTO CABELLO-LA ENCRUCIJADA (Study of the Morón and Las Trincheras fault systems. Puerto Cabello-La Encrucijada Railroad System, Venezuela)

FELIZIANI Piero¹, BARRIENTOS Carlos¹, CASTILLO Adrián¹, URBANI F. & MARTÍNEZ J.

¹ GEOLOGIA 2000 C.A. Caracas. Correo-e: geologia2000@gmail.com

(Presentación 29 p. en DVD anexo, carpeta 006)

Se exponen los resultados de dos casos relacionados con la presencia de fallas geológicas y sus implicaciones en la construcción de los túneles del “Sistema Ferroviario Central Puerto Cabello y La Encrucijada”, tramo Naguanagua-Morón.

En el primer caso se refiere al Sistema de fallas de Morón. Por tratarse de un sector de particular importancia desde el punto de vista de la interacción de las placas Caribe y Suramérica y de eventuales movimientos neotectónicos registrados a lo largo del sistema, se ha tratado de profundizar la investigación previa y sus implicaciones con respecto a los túneles Marroncito y Sanchón. Se han establecido criterios fundamentales de investigación y formulado conclusiones con la finalidad de detectar tempranamente zonas que pudieran originar problemas durante el proceso de excavación y revestimiento de los túneles.

En el segundo se trata de la “Zona de fallas de La Trincheras”. Aquí se indican los resultados de la investigación de carácter geológico, realizada para tratar de interpretar geotectónicamente la problemática surgida en el túnel Bárbula, que ha causado una notable reducción en el programa de avance de excavación del mismo y hasta la propuesta de un cambio de alineamiento con una lógica pérdida económica y de tiempo.

En ambos casos la geología ha aportado su cuota de colaboración en la búsqueda de una vía resolutoria, tanto desde el punto de vista económico como ingenieril.

CICLOS TECTÓNICOS REPRESENTADOS EN LA CORDILLERA DE LA COSTA, VENEZUELA (Tectonic Cycles represented in the Cordillera de la Costa, Venezuela).

GRANDE Sebastián

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Caracas
1053. Correo-e: sgrande52@gmail.com (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

(Presentación 39 p. en DVD anexo, carpeta 007)

La cordillera de la Costa, situada al norte de Venezuela, fue originada por una colisión rasante, en un régimen transpresivo, en la que el choque oblicuo de la placa del Caribe y del sistema arco-trincheras del arco de Grenada con el margen pasivo mesozoico del norte de Sudamérica provocó un complejo emplazamiento de bloques tectónicos de diferentes edades y orígenes, generando un vasto cinturón metamórfico de bajo grado, fuertemente deformado y muy caótico. El prisma de margen pasivo, alternado con dislocaciones marginales transformantes, se depositó sobre un basamento muy complejo, con rocas de edades precámbricas a paleozoicas.

En base a escasas determinaciones radimétricas, correlaciones litológicas y asociaciones minerales metamórficas reliquia al menos seis ciclos tectónicos pueden reconocerse hasta ahora en las rocas de la Cordillera, desde Yaracuy a la península de Paria, siendo éstos de más antiguos a más jóvenes:

Ciclo Proterozoico medio: representado por las rocas del Augengneis de Peña de Mora, que arrojan una isócrona de Rb-Sr en roca total de $1,56 \pm 0,083$ Ga (OSTOS *et al.* 1989). Según MENDOZA (2007) el evento de *rifting* que generó al Granito *rapakivi* del Parguaza hace 1,6 Ga se extendió hasta la posición actual del Macizo de El Ávila, de modo que esta roca no sería sino un equivalente metamorfozido de dicho granito, no-orogénico y rico en K.

Ciclo Proterozoico tardío: representado probablemente por el Metagabro Anortositico de Yumare (MGY) (LOZANO & MUSSARI (2008), de afinidad grenvilliana y varias ocurrencias de granulitas máficas y fêlsicas, clinopiroxenitas, metapelitas y mármoles de alto grado en varias localidades: afloramientos en el cerro El Guayabo (Yaracuy); xenolitos en las lavas del cerro Atravesado (Falcón central); núcleos extraídos del basamento de la plataforma de La Vela; y cantos de conglomerado u olistolitos en varias formaciones terciarias del NO de Venezuela. Según (WASTENEYS *et al.*, 1999) rocas similares en Ontario y los montes Adirondack arrojan edades entre 1,3-1,1 Ga.

Ciclo Tacónico: representado por granitos de edad Cámbrico a Devónico, como el Metagranito de Guaremal (Carabobo), con una edad U-Pb en circón de 501 ± 25 Ma (SISSON *et al.*, 2005); el Granito de Mogote de El Baúl (Cojedes), con $493,8 \pm 5,2$ Ma, U-Pb en circón (VIZCARRET *et al.*, 2007); la Metadiorita de Todasana (Vargas), con 509 Ma, U-Pb en circón (URBANI *et al.*, 2007), y otros granitos en el sur de los Andes de Mérida con edades similares.

Ciclo Ouachita-Appalachiano o Hercínico: representado por el Gneis de Cabriales, el Granito de El Amparo, el Gneis de Sebastopol, con edades entre 260-320 Ma, la Super-Asociación Guacamayas con $286,4 \pm 2,8$ Ma, U-Pb en circón (VIZCARRET *et al.*, 2007) (El Baúl), y cinturones metamórficos con sillimanita, en facies anfíbolita almandínica.

Ciclo Protocaribe: representado por los metasedimentos marinos a plataformales depositados en el margen pasivo Jurásico-Cretácico generado por el *rifting* de Pangea y la apertura del Protocaribe, en el norte de Sudamérica, en facies esquisto verde, agrupados en la Asociación Metasedimentaria Caracas, AMC (URBANI, 1973, 1999).

Ciclo Caribe: representado por metamórficas de afinidad oceánica, de alta P/T, como filitas grafitosas, mármoles, anfíbolitas, eclogitas, metabasaltos MORB y serpentinitas, considerados todos como fragmentos obducidos de la placa del Caribe y su meseta oceánica, del prisma de acreción de Barbados, de edad Cretácico medio a tardío, y por rocas del arco de Grenada, como la Asociación Metavolcanosedimentaria Villa de Cura, entre otras.

Casi todas estas unidades son alóctonas o para-autóctonas y afloran en distintas localidades de la Cordillera, a veces en zonas muy restringidas y limitadas. Esta gran variedad litológica, que incluye varias facies y grados metamórficos, ha sido el producto de los numerosos ciclos tectónicos superpuestos, en respuesta a los patrones de movimiento de las placas Americana, Euroasiática y Africana desde hace al menos 1,6 Ga. Los dos primeros ciclos son proterozoicos. El primero corresponde al *rifting* que afectó al supercontinente de Columbia hace 1,6-1,3 Ga con emplazamiento de una suite de anortosita-charnockita-granito rapakivi (ZHAO *et al.*, 2003), mientras que el segundo, perteneciente a la orogénesis Grenvilliana, corresponde al cierre del antiguo océano Grenville, ocurrido hace 1,0 Ga,

que generó al supercontinente de Rodinia y al gran Orógeno Grenvilliano, posiblemente el más extenso cinturón orogénico jamás formado en el planeta (ROGERS, 1996), caracterizado por rocas en la facies de la granulita.

El ciclo Tacónico del Paleozoico Temprano comprende rocas con edades entre 520-490 Ma como: los granitos de Guaremal, de Mogote (El Baúl) y otros al sur de los Andes de Mérida, y la Metadiorita de Todasana. Si se considera que el Granito de Guaremal es intrusivo en las rocas del Complejo San Julián, entonces éste sería de edad al menos Neoproterozoico, y posiblemente constituiría también un fragmento grenvilliano de Rodinia.

El evento Ouachita-Appalachiano fue el final de un ciclo de Wilson donde los bloques separados de Rodinia se volvieron a aglutinar para formar la Pangea jurásica tras el cierre del océano Iapetus. La única evidencia de este proceso de *rifting* de Rodinia la constituyen las kimberlitas de Guaniamo (Bolívar), con un edad entre 840-710 Ma (CHANNER *et al.*, 2001), y posiblemente la cercana carbonatita de cerro Impacto, asociada a este campo de kimberlitas diamantíferas. La colisión de Laurasia con Gondwana creó un orógeno transcontinental similar al Grenvilliano, que iba desde Escandinavia al norte de Sudamérica, caracterizado por cinturones de facies anfibolita almandínica. Partes de este gran cinturón afloran en los Andes de Mérida, y rocas con sillimanita han sido halladas en La Entrada, Carabobo (AGUILERA & VALLENILLA, 1985) y Naiquatá, Vargas (ANGULO & JURADO, 2003), aunque éstas podrían ser también grenvillianas. Este orógeno comprendía plutones graníticos anatéticos, o sus equivalentes metamorfizados, como los granitos de El Amparo (Paraguaná) y el Gneis de Cabriales (Carabobo), y probablemente fue el retro-arco de un cinturón colisional que se formó por el choque de dos bloques continentales, es decir, Laurasia y Gondwana, con Suramérica como parte oeste de Gondwana. Si esta colisión fue el cierre final de un ciclo orogénico, el margen norte de Sudamérica tuvo que haber sido un margen activo en ese entonces, y es posible que las rocas graníticas con edades 260-320 Ma de la cordillera de la Costa y los Andes de Mérida representen las raíces de ese orógeno, reconocido en Europa y el norte de África como Hercínico, ahora exhumado por la colisión caribeña.

La posterior disgregación jurásica de Pangea originó el actual océano Atlántico, pero un ramal occidental de la dorsal Atlántica generó la corteza del Protocaribe, ya subducida debajo del arco del Caribe. En la zona al norte de Sudamérica existió un complejo mosaico de microplacas, entre ellas las de Yucatán y Chortis, cuya separación generó márgenes pasivos, alternados con dislocaciones marginales transformantes. En este margen pasivo se depositó un prisma sedimentario que fue metamorfizado a la facies del esquisto verde durante la colisión del arco de Grenada con el norte de Sudamérica. Estas rocas se agrupan en la AMC, que incluye rocas metapelíticas, metapsamíticas y mármoles micáceos. El basamento ígneo-metamórfico sobre el cual se depositó la AMC estaba constituido por rocas premesozoicas, agrupadas en la Asociación Metamórfica Ávila (AMA), y por el Gneis de Sebastopol.

El último ciclo en la Cordillera es el Caribe. La colisión rasante, bajo un régimen transpresivo, de ese inmenso elemento morfotectónico formado por el prisma de acreción de Barbados, con decenas de km de espesor y al menos un centenar de km de ancho, y el arco de Grenada, con más de 15 km de espesor y unos 80 km de ancho, y la propia placa del Caribe, con su meseta submarina de corteza anómala de 20 km de espesor, actuó como un arado gigantesco que literalmente excavó el margen pasivo donde se habían depositado los sedimentos de la AMC y produjo un caótico emplazamiento de fragmentos continentales antiguos, del arco de Grenada, del prisma de Barbados y de la litosfera del Caribe; todas las rocas de afinidad oceánica o de arco se agrupan en la Asociación Metamórfica La Costa (AMLC). La *mélange* tectónica generada es un terreno caótico, donde es posible hallar rocas de las AMC, AMA y AMLC, de ultramáficas a pegmatitas, desde mármoles a anfibolitas, desde eclogitas a gneis granítico, desde mármoles de alto grado a metalavas de bajo grado. Estas rocas representan todos los ciclos anteriormente descritos y tienen un rango de edad desde Proterozoico Medio a Cretácico Tardío. Las de la AMA sufrieron metamorfismo retrógrado y adquirieron una nueva foliación y mineralogía, preservando algunos minerales reliquia de ciclos anteriores, como la sillimanita presente en rocas del Complejo San Julián (AMA); las metamáficas de la AMLC preservaron onfacita, cianita o glaucofano, minerales típicos de alta presión.

El evento orogénico que causó el emplazamiento de todos estos bloques y generó el cinturón metamórfico de bajo grado de la Cordillera fue el último, el Caribe, pero es importante notar que la génesis de esta compleja cordillera no podrá nunca comprenderse si no se relacionan las rocas halladas -y datadas- con ciclos tectónicos antiguos, hoy remanentes en forma de ciertas litologías con edades premesozoicas, asociaciones minerales metamórficas de medio a alto grado y texturas reliquias. El principal problema que estos estudios de reconstrucción tectónica han tenido en Venezuela es la carencia de datos geocronológicos confiables. Existen edades K-Ar en biotita entre 30-33 Ma que corresponden probablemente al levantamiento transpresivo de la Cordillera, ocurrido unos 30-50 Ma después de la colisión oblicua (diacrónica) arco-continente. Edades Rb-Sr en biotita y roca total de 70-90 Ma corresponden probablemente al metamorfismo de bajo grado causado por dicha colisión. Pero las edades que permiten identificar los ciclos antiguos deberían ser al menos edades Rb-Sr en isócronas de roca total, mejor aun si son por U-Pb en circón o Sm-Nd. La actual Sudamérica hasta hace 180 Ma nunca fue un bloque continental independiente y formaba parte junto con África, India, Australia y Antártida del supercontinente Gondwana, que era

la parte sur de Pangea. De modo que la evolución de Sudamérica debe estar estrechamente ligada a la de África y Norteamérica.

Otras rocas sin edad reconocida se han relacionado con ciclos antiguos por simple correlación litológica. La existencia de anortositas titaníferas en el MGY indica que se trata de un bloque de edad grenvilliana, pues el “evento anortositico”, de extensión mundial (WASTENEYS *et al.*, 1999), aparentemente se originó en un vasto sistema de *rifts* continentales que afectaron a Rodinia. Igualmente rocas migmatíticas similares a la Metadiorita de Todasana existen en Groenlandia producto del ciclo Caledoniano, pero podrían pertenecer a los ciclos Brasiliano-Panafricano, o al Famatiniano, reconocido en las precordilleras de Argentina.

Referencias

- AGUILERA Z. & D. VALLENILLA. 1985. *Geología de la zona de La Entrada-Naguanagua, Carabobo*. UCV, Escuela de Geología, Trabajo especial de grado. Inédito. 316 p.
- ANGULO L. & M. JURADO. 2002. *Estudio petrográfico de las rocas del río Miquilena, quebradas Tacamajaca y Camurí Camurí Chico, estados Vargas y Miranda*. UCV, Escuela de Geología, Trabajo especial de grado, 366 p.
- CHANNER D., A. EGOROV & F. KAMINSKY. 2001. Geology and structure of the Guaniamo diamondiferous kimberlite sheets, South-west Venezuela. *Revista Brasileira de Geociencias*, 31(4): 615-630.
- LOZANO F. & A. MUSSARI. 2008. Geología de los macizos ígneo-metamórficos del norte de Yumare, estados Yaracuy y Falcón. *Geos* (UCV, Caracas) 40, 286 p.
- OSTOS M., E. NAVARRO & F. URBANI. 1989. Edad Rb/Sr del augengneis de Peña de Mora, Cordillera de la Costa. *Mem. VII Congreso Geológico Venezolano*, Barquisimeto, 1: 127-136.
- ROGERS J. J. W. 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, 104: 91-107.
- SISSON V., H. G. AVÉ LALLEMANT, M. OSTOS, A. BLYTHE, L.W. SNEE, P. COPELAND, J. WRIGHT, R. DONELICK & L. R. GUTH, 2005. Overview of radiometric ages in three allochthonous belts of Northern Venezuela: Old ones, new ones, and their impact on regional geology. En *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela*, Eds. Hans Avé Lallemand & Virginia Baker Sisson. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper 394*, 2005.
- URBANI F. 1973. Notas sobre el hallazgo de fósiles en rocas metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa. *Bol. Inf., Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, 16 (4-6): 41-54.
- URBANI F. 1999. Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la cordillera de la Costa. *Geos* (UCV, Caracas) 33: 1-170.
- VIZCARETT P., J. WRIGHT, & F. URBANI. 2007. Dataciones U-Pb SHRIMP en circón de rocas del Macizo El Baúl, estado Cojedes, Venezuela. IX Cong. Geol. Venez., Caracas, en *Geos* (UCV, Caracas) 39: 94, +7 p., + presentación de 30 láminas en DVD.
- WASTENEYS H., J. MCLELLAND & S. LUMBERS. 1999. Precise zircon geochronology of the Adirondack Lowlands and implications for revising plate tectonic models of the Central Metasedimentary Belt and Adirondack Mountains, Grenville Province, Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 967-984.
- ZHAO G., M. SUN, S. WILDE & S. LI. 2003. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup. *Earth Science Reviews*, 67(2004): 91-123.

GEOQUÍMICA DE LAS METAVOLCANOSSEDIMENTARIAS DE LOS NARANJOS, FILITA DE TUCUTUNEMO, ARAGUA CENTRAL, Y SU INTERPRETACIÓN TECTÓNICA (Geochemistry of Los Naranjos Metavolcanosedimentary unit, Tucutunemo Phyllite, Central Aragua, Venezuela, and its tectonic interpretation)

GRANDE Sebastián

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Caracas 1053. Correo-e: sgrande52@gmail.com (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

(Presentación 17 p. en DVD anexo, carpeta 008)

La Filita de Tucutunemo (FT) aflora en dos franjas continuas en sentido aproximadamente O-E. La franja norte se extiende desde Zuata hasta Las Tejerías, la franja sur, desde Villa de Cura hasta Tiara, ambas se localizan en Aragua central (MACLACHLAN *et al.*, 1960). Las dos franjas se hallan separadas por grandes cuerpos de metadiorita, con algunos cuerpos menores de metatrandhjemita. En base a la presencia de intervalos o budines metavolcánicos se ha definido la unidad Metavolcanosedimentaria de Los Naranjos (MVLN), cuya localidad tipo es la quebrada homónima, situada al NE de El Pao de Zárate, Aragua central, al norte de Venezuela. Todo el conjunto de la FT + MVLN y las rocas metaígneas plutónicas se incluye en la Napa de Caucagua-El Tinaco, la cual limita al norte con la

Napa de la Cordillera de la Costa y al sur con la Napa de Loma del Hierro-Paracotos, siendo los contactos con ambas napas de falla.

Los intervalos volcánicos dentro de MVLN cerca de El Pao de Zárate-La Candelaria, centro-norte de Venezuela, están constituidos por budines de metabasaltos intercalados con secuencias de metagrauvascas, filitas grises a negruzcas, metaconglomerados polimícticos con cantos volcánicos y mármoles grises de grano fino. La secuencia ha sido metamorfizada durante el Cretácico Tardío alcanzando la subfacies de la clorita de la facies de los esquistos verdes y muestra localmente deformación y plegamiento intensos, clivaje de crenulación y *kink-bands*. Sin embargo es posible observar en varios afloramientos metabasaltos almohadillados de origen submarino, exhibiendo brechas de flujo y hialoclastitas, así como restos fósiles microscópicos en calizas cristalinas.

Los intervalos metavolcánicos dentro de MVLN constituyen el objeto de este estudio. Se han reconocido metalavas basálticas almohadilladas, anfíbolitas, meta-microdiabasas y metatobas. El estudio geoquímico de estas rocas se limitó a 28 muestras de metabasaltos y anfíbolitas propiamente dichas y consistió de análisis de elementos mayoritarios, minoritarios, traza (Rb, Ba, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, T.R., U y Th) para su caracterización geoquímica. Los elementos traza inmóviles permitieron la discriminación geoquímica de estas metamáficas, ya que los demás elementos poseen una amplia movilidad en las condiciones de metamorfismo regional de bajo grado (facies esquistos verdes) que han afectado a esta unidad. Asimismo dichos elementos traza permitieron la determinación del marco tectónico de origen de dichos basaltos.

Los resultados de los diversos diagramas de caracterización geoquímica y tectónica, indican una afinidad transicional entre alcalina y toleítica. Los diagramas sugieren un marco tectónico intraplaca, transicional a MORB, correspondiente a un marco de *rift* continental incipiente, en la etapa de golfo-protocéanico, con basamento continental, donde fue posible la interestratificación de basaltos submarinos extrusionados a través de corteza continental atenuada con secuencias *flysch* de una cuña clástica basal.

La edad usualmente aceptada para la MVLN es $73,5 \pm 1,9$ Ma (BECK, 1986). SHAGAM (1960) en base a criterios estratigráficos indirectos la asigna también al Cretácico. Sin embargo estudios efectuados por BENJAMINI *et al.* (1987) en cuerpos de caliza recristalizada dentro de la unidad, en las cercanías de la localidad tipo del río Tucutunemo, identificaron restos de conjuntos faunales característicamente paleozoicos, tales como crinoideos, braquiópodos, briozoarios, algas dactícladas y posibles quetétidos. En base a estos conjuntos faunales los mencionados autores le asignan a FT + MVLN una edad Paleozoico Tardío, correlacionándola tentativamente con parte de la Formación Palmarito del flanco sur de los Andes Venezolanos, debido a la similitud de sus fósiles y conjuntos faunales. En vista de estos hallazgos fosilíferos, otros similares y los del autor, en un mármol gris en la quebrada El Tigre, al este del Pao de Zárate, es probable que la edad radimétrica corresponda al último evento termal del Mesozoico que afectó a estas rocas y que la FT + MVLN tengan una edad Paleozoico Tardío. En cuanto al marco tectónico de origen BECK (1985, 1986) sugiere una afinidad MORB para los budines e intervalos de metalavas y anfíbolitas, sin embargo en este estudio se evidenció además la presencia de basaltos alcalinos intraplaca. Por lo tanto la edad de este vulcanismo y del proceso de *rifting* se estima en Paleozoico tardío en base a escasos, pero identificables, restos fósiles de crinoideos, fusulinidos y braquiópodos en un mármol de bajo grado perteneciente a MVLN (muestra AFC-112B). La mencionada litología contiene, además de la fauna fósil descrita, fragmentos de basalto cloritizado, mientras que los metaconglomerados asociados contienen cantos de metabasalto. El origen de estos fragmentos volcánicos es problemático pero, de acuerdo con el modelo propuesto anteriormente, la fuente continental de sedimentos terrígenos debió ser una corteza continental atenuada, afectada por intrusiones (diabasa, gabro) y/o extrusiones (inundaciones de basalto) emplazadas en bloques afallados durante las etapas incipientes de *rifting*, etapa de golfo proto-oceánico según DICKINSON (1974), que junto con las propias rocas continentales constituyeron una fuente de sedimentos mezclada. El ambiente plataformar de la caliza (indicado por su fauna fósil) permitió incorporar algún material terrígeno a su composición, como fragmentos de basalto y granos de cuarzo. De ser así estos fragmentos de basalto, una vez analizados, deberían mostrar una afinidad claramente alcalina y un carácter intraplaca continental más marcado que las metalavas de MVLN, extrusionadas posteriormente en un marco más oceánico.

El MVLN fue descrito por primera vez por MACLACHLAN *et al.* (1960) en el lecho de la quebrada Los Naranjos, pero hay buenos afloramientos en las quebradas Cambure y El Sapo, en el cauce inferior del río Toro y a lo largo del camino que conduce a la hacienda El Toro. En la quebrada Los Naranjos la roca muestra un carácter fragmentario, siendo frecuentes los intervalos de metatobas y brechas de flujo. Lavas almohadilladas fueron observadas en el curso inferior del río Toro (AFC-11,12, 13 y 23) y en la quebrada las Camasas (AFC-34 a 37). Representan lavas extrusionadas en condiciones submarinas, con almohadillas esferoidales a elipsoidales de 0,5 a 1,5 m de diámetro mayor. Las mejores muestras, en cuanto a su preservación y grado de meteorización fueron recolectadas en estos afloramientos de lavas almohadilladas.

Las metalavas son de color verde claro, que grada a tonos azulados en rocas de grano más fino, muestran vetillas de calcita y otros minerales secundarios y raramente una foliación visible a simple vista. Algunas muestran textura blastoamigdaloidal, donde las amígdalas originales se hallan deformadas a cuerpos de forma elíptica rellenos de cuarzo, epidoto y clorita. Las metatobas son algo más verdosas y de colores claros, de aspecto masivo, a veces laminado, cruzadas por numerosas vetillas de minerales secundarios. Son rocas difíciles de identificar en el campo y se pueden confundir con las metalavas u otras litologías. El metamorfismo de la unidad se evidencia sobre todo en las asociaciones de minerales metamórficos característicos de los metabasaltos de MVLN, que incluyen conjuntos de albita-clorita-actinolita-clinozoisita-esfena de la subfacies de la clorita, de la facies del esquisto verde. Las filitas negras muestran conjuntos de muscovita-clorita-clinozoisita-cuarzo-albita-grafito, que evidencian un similar grado metamórfico.

Petrográficamente las metalavas muestran una marcada foliación que se debe a la combinación de texturas nematoblásticas (debidas a los bastoncitos de actinolita) o lepidoblásticas (debidas a hojuelas de clorita). Su mineralogía es muy simple: actinolita, clorita, albita, clinozoisita, esfena y leucoxeno, correspondiente a la “espilita” de la literatura geológica antigua. La clinozoisita se presenta en prismas columnares aislados cortando a la foliación y mostrando un fuerte color de interferencia azul purpúreo anómalo característico. La actinolita se presenta en bastoncitos alineados o en masas plumosas que se interdigitan con hojuelas de clorita. La clorita se presenta con dos colores anómalos de interferencia, verde oscuro y azul intenso. La albita es incolora y poiquiloblástica, forma granos ovoidales rodeados por bandas nemato-lepidoblásticas, a veces presenta una textura reliquia blastoporfidica. La esfena forma granos irregulares alargados alineados según la foliación, estando a menudo alterada a leucoxeno. Algunas muestras de grano más grueso fueron identificadas en los primeros estudios del área como anfíbolitas y, en efecto, se trata de anfíbolitas actinolítico-epidóticas típicas, o meta-microdiabasas. Las metatobas se muestran mucho más heterogéneas que las lavas y contienen numerosos poiquiloblastos de albita y granos de cuarzo. Su mineralogía es esencialmente la misma que las lavas, excepto por el cuarzo, pero su aspecto es mucho más granoblástico, pues contienen menor cantidad de minerales prismáticos u hojosos.

Del análisis de los diversos diagramas de discriminación geoquímica y tectónica aquí utilizados (CORYELL *et al.*, 1963; PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER 1975, 1978; WINCHESTER & FLOYD 1977; PEARCE & NORRY, 1979; PEARCE 1982; MESCHÉDE, 1986) se concluye que las metalavas de las MVLN fueron originalmente basaltos no-orogénicos. La mayoría de las muestras tiene afinidad MORB típica, pero algunas de ellas yacen en campos de basaltos alcalinos e intraplaca (WPB). Sin embargo analizando los patrones geoquímicos resulta que estas lavas almohadilladas contienen concentraciones anómalas de elementos incompatibles, tales como Zr, Ti, Rb, Ba y T.R., incluso por encima de los basaltos E-MORB (enriquecidos). El carácter transicional entre intraplaca y MORB de estas lavas indica que su marco de origen fue bastante complejo existiendo como roca fuente diversos tipos de manto superior, uno empobrecido que generó lavas MORB por fusión parcial a profundidades someras y otro enriquecido, que generó lavas con tendencia alcalina a mayores profundidades. En efecto, el empobrecimiento en HREE, que se observa en el diagrama condrítico de REE, evidencia que el líquido basáltico estuvo en equilibrio con granate presente en un manto profundo y enriquecido, puesto que este mineral tiene una fuerte tendencia a fraccionar las tierras raras pesadas, de menor radio iónico, mientras que los basaltos de tendencia MORB se generaron en un manto más agotado, y a menor profundidad.

Referencias

- BECK C. 1985. Caribbean colliding, Andean drifting and the Mesozoic-Cenozoic evolution of the Caribbean. *VI Cong. Geol. Venezolano*, 10: 6575-6614.
- BECK C. 1986. La Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas: Géologie, tectogenèse, place dans l'évolution géodynamique Mésozoïque-Cénozoïque des Caraïbes. *Thèses de Doctorat D'état és Sciences Naturelles. L'Université des Sciences et Techniques de Lille, France*, 462 p.
- BENJAMINI C., R. SHAGAM & V.A. MENÉNDEZ, 1987. (Late?) Paleozoic age for the “Cretaceous” Tucutumemo Formation, northern Venezuela: Stratigraphy and tectonic implications. *Geology*, 15: 922-926.
- CORYELL, C.D., J.W. CHASE & J.W. WINCHESTER. 1963. A procedure for the geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *Jour. Geophys. Res.*, 68: 559-566.
- DICKINSON W.R. 1974. Tectonics and sedimentation. *S.E.P.M. Sp. Bull.* 22: 1-27
- FLOYD P.A. & J.A. WINCHESTER. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27 : 211-218
- FLOYD P.A. & J.A. WINCHESTER. 1978. Identification and discrimination of altered metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21 : 291-306.
- MACLACHLAN J.C., R. SHAGAM & H.H. HESS, 1960. Geology of the La Victoria Area, Aragua, Venezuela. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71: 241-248.

- MESCHÉDE M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geol.*, 56: 207-218.
- PEARCE J.A. & J.R. CANN. 1973. Tectonic Setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- PEARCE J.A. & M.J. NORRY. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE J.A. 1982. A "users guide" to basalt discrimination diagrams. *Publ. Dept. of Earth Sciences, The Open University, Milton Keynes, Inglaterra*, 37 p.
- SHAGAM R. 1960. Geology of the central Aragua State, Venezuela. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71: 249-302.
- WINCHESTER J.A. & P.A. FLOYD. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geology*, 20: 325-343.
- ZECK A.P. & J. R. MORTHORST. 1982. Continental tholeiites in the Ti-Zr-Y diagram. *N. Jb. Miner. Abh. Jg.* 1982, H5: 193-200.

PETROGRAFÍA DE XENOLITOS CORTICALES Y MANTELARES PRESENTES EN LAS LAVAS DEL CERRO ATRAVESADO, FALCÓN CENTRAL (Petrography of crustal and mantle xenoliths present in the lavas of Cerro Atravesado, Falcon state, Venezuela)

GRANDE Sebastián

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Caracas 1053. Correo-e: sgrande52@gmail.com (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

(Presentación 19 p. en DVD anexo, carpeta 009)

La provincia magmática oligo-miocena de Falcón central consta de unos 15 cuerpos subvolcánicos intrusivos, entre los cuales se destacan por su tamaño kilométrico los cerros Agachiche y Manaure, de edad Ar-Ar 15,4 Ma (McMAHON, 2001), y varias chimeneas y mantos intrusivos, entre los cuales se halla el cerro Atravesado, de edad algo mayor (22-23 Ma) que tiene unos 350 m de diámetro y consta de dos chimeneas, denominadas Norte y Sur. Los primeros cuerpos intrusivos (cerros Atravesado y Redondo) fueron chimeneas basanítico-tefríticas, generadas por moderados porcentajes de fusión parcial en un manto enriquecido en elementos incompatibles y volátiles, emplazadas explosivamente y con un rápido ascenso a la corteza. Pero a medida que la expansión cortical progresaba aumentó el porcentaje de fusión parcial y la fuente fue un manto agotado, que produjo lavas de naturaleza más basáltica y no-explosivas, caracterizadas por flujos columnares (cerros Agachiche y La Ciénaga). Es notable en las lavas y brechas volcánicas del cerro Atravesado su naturaleza fragmentaria y la abundancia de xenolitos corticales y mantelares que contienen, pudiéndose considerar como diatremas o chimeneas de brecha volcánicas. Debido a que la intrusión de estas chimeneas diatrémicas fue en sedimentos poco consolidados y saturados en agua, se desató una vigorosa circulación hidrotermal de baja temperatura, que produjo la carbonatación y cloritización de las lavas y sus xenolitos por igual. Estas lavas máficas y ultrabásicas nunca alcanzaron el fondo marino, pues no muestran ni estructuras almohadilladas ni hialoclastitas.

En las muestras recolectadas por ESCORIHUELA & RONDÓN (2000) y por el autor en 2007-2008, se reunió un conjunto de xenolitos centimétricos a decimétricos, que fueron agrupados de la siguiente manera:

- Nódulos mantelares serpentinizados y carbonatados de lherzolita o wherlita con Cr-espinela
- Xenocristales de ortopiroxeno serpentinizados y carbonatados
- Rocas de aspecto gabroide, que incluyen granulita máfica y anortosita.
- Mármol de alto grado con diópsido y flogopita
- Cuarcita micácea de bajo grado.
- Caliza fosilífera
- Chert rico en materia orgánica
- Lutita, limolita e interestratificaciones de limolita y lutita

El origen más probable de las lavas de la cuenca central de Falcón y del cerro Atravesado se debió a un proceso de colapso orogénico ocurrido en la región de retro-arco del arco de Grenada cuando éste se hallaba frente a la parte NO de Sudamérica, donde se generó un pequeño *rift* continental en cuyas etapas iniciales fueron intrusionados cuerpos basanítico-tefríticos como los cerros Atravesado y Redondo, llenos de xenolitos corticales y mantelares. RODRÍGUEZ & SOUSA (2004) notan que en el perfil geofísico desde cabo San Román a Barquisimeto ocurrió durante el Oligo-Mioceno un alargamiento cortical de la Cuenca de Falcón de unos 7,9 km, suficiente para explicar la extensión litosférica y una irrupción menor del manto astenosférico, que por fusión parcial y descompresión

adiabática generó una modesta cantidad de magmas máficos intraplaca, de tendencia alcalina a transicional. Señalan los mencionados autores que aun después de la fase compresional post-miocena que invirtió la cuenca y originó el Anticlinorio de Falcón, el Moho en la cuenca central de Falcón se halla a unos 20 km de profundidad.

Los xenolitos de aspecto gabroide fueron interpretados como granulita (o posible charnockita) máfica y anortosita. En la primera el grado de alteración de los minerales dificulta su identificación, tanto así que fue considerada como una roca gabroide por BRUEREN (1949) y MUESSIG (1978, 1979). Sin embargo las complejas texturas de la plagioclasa, que incluyen antipertítica, mirmequítica y poiquiloblástica, además del grado de alteración de los piroxenos y un leve bandeamiento, evidencian su naturaleza metamórfica, tratándose de una roca granulítica. En la anortosita son evidentes las texturas ígneas de acumulado y mesocumulado, formadas por el asentamiento de cristales de plagioclasa como fase cumulus en el fondo de una cámara magmática, donde el líquido residual intersticial en vez de cristalizar solamente fases intercumulus, promovió el sobrecrecimiento de los cristales de plagioclasa previos, siendo comunes en ellos los típicos bordes rectos, la poligonalización con puntos triples y la ausencia de zonación que caracterizan a estas texturas.

El mármol de alto grado metamórfico es una roca carbonática metasedimentaria, que considerando su edad posiblemente proterozoica, no puede sino representar antiguos arrecifes o plataformas de estromatolitos, un tipo de algas carbonáticas coloniales que aun persisten en algunas playas australianas. En esos lejanos tiempos no existían ni siquiera braquiópodos, crinoideos o corales, sólo se conocen y son muy difundidas en ese eon estas colonias de algas carbonáticas, que en algunos cinturones de rocas verdes proterozoicos muestran muy poco metamorfismo y recristalización, permitiendo acertar su origen orgánico. Siendo éste mármol una roca con diópsido y flogopita ninguna estructura orgánica ha sido preservada debido a su recristalización y neomineralización en la facies de la granulita. Su abundancia en diópsido y flogopita implicaría que las rocas carbonáticas precursoras fueron depositadas en plataformas o mares epicontinentales en márgenes pasivos, pero con un cierto aporte terrígeno de arcilla illítica potásica (flogopita) y posible cuarzo detrítico (silicatos). La dolomitización de las calizas originales pudo haber ocurrido, tal como sucede en tiempos más recientes, en ambientes supramareales del tipo sabkha, o de lagunas hipersalinas, en clima árido a semiárido.

La cuarcita micácea hallada podría pertenecer cinturón orogénico de la cordillera del Caribe, posiblemente a alguna unidad metasedimentaria formada durante la orogénesis del Mesozoico, como las presentes en el basamento de Paraguaná, como la Filita de Pueblo Nuevo y otras rocas metasedimentarias asociadas (MENDI *et al.* 2005.). Sin embargo, unidades similares afloran en la región andina, como la Asociación Cerro Azul y la Filita de Mucuchachí, que contienen litologías metasedimentarias de bajo grado metamórfico, pero de edad Paleozoico tardío, por lo que esta posibilidad no puede descartarse.

Uno de los hallazgos más importantes de este trabajo fueron los xenolitos de caliza fosilífera (*wackstone*) con numerosos microfósiles silicificados, y los de chert negro con gasterópodos. Algunos de estos microorganismos pudieron ser reconocidos como foraminíferos pláncnicos cretácicos de los géneros *Helvetoglobotruncana* y *Rotalipora*, que coexistieron a finales del Cenomaniense y permitieron establecer la presencia de la Formación La Luna bajo las rocas terciarias de la cuenca de Falcón central, donde posiblemente formaría parte de las Napas de Lara, asociadas a un complejo basamento ígneo-metamórfico Proterozoico tardío a Mesozoico, representado por los xenolitos metamórficos de alto y bajo grado, respectivamente. La Formación La Luna aflora unas decenas de km al sur del cerro Atravesado, en Siquisique, pero allí el basamento ígneo-metamórfico antiguo no está expuesto, existiendo en vez grandes cuerpos ofiolíticos mesozoicos emplazados tectónicamente.

Es difícil establecer a qué unidad podrían pertenecer los xenolitos de rocas siliciclásticas de grano fino ricas en materia orgánica hallados; son de difícil identificación y carecen de fósiles, por lo que habría estas dos posibilidades: lutita y limolita cretácicas; o lutitas terciarias del tipo formaciones Paraíso, Pecaya o Castillo. Dada la extensión geográfica de estas formaciones, lo más probable es que se trate de lutitas y limolitas cuarzosas de la Formación Paraíso, unidad ésta que constituye la roca caja a nivel somero este cuerpo volcánico intrusivo.

El origen profundo de estas lavas alcalino-máficas es indiscutible pues contienen nódulos mantelares de peridotita espinélica y xenocristales de ortopiroxeno separados de éstos, que provienen de la litósfera mantelar de Sudamérica. El ascenso explosivo de estas chimeneas de brecha de lava basanítico-tefrítica rica en volátiles irrumpió a través de la corteza continental, de modo que ha sido posible hallar en ellas también xenolitos provenientes de distintos niveles de la corteza, incluyendo de un posible basamento Proterozoico interpretado recientemente por GRANDE (2007) y GRANDE *et al.* (2007, 2008) como de afinidad grenvilliana.

Se concluye que el basamento de la cuenca de Falcón central consta probablemente de un conjunto de napas imbricadas -similares o continuación de las Napas de Lara, que afloran unos 40 km al sur, en Siquisique- que involucran rocas pertenecientes al menos a cuatro ciclos o eventos tectónicos de los cuales se interpretan: el Grenvilliano (de alto grado) y el de la cordillera del Caribe -o quizás el Hercínico- (de grado bajo), y se reconocen: el

proto-Caribeño (margen pasivo Cretácico al norte de Sudamérica) y el Falconiano (apertura de cuenca retro-arco - *back-arc*- o de colapso orogénico intracontinental, con una modesta actividad ígnea intraplaca asociada).

Según MENDI *et al.* (2005) en la plataforma de La Vela, situada unos 70 km al norte del cerro Atravesado, el basamento de la cuenca de Falcón está parcialmente constituido por rocas metamórficas de alto grado de probable afinidad grenvilliana (mármol dolomítico, gneis pelítico, granulita félsica y clinopiroxenita), metamórficas de bajo grado, tipo Filita de Pueblo Nuevo, o roca basáltica tipo Complejo de Santa Ana, estando ausentes aparentemente en esa zona las (rocas) napas post-jurásicas (sedimentarias).

Se requiere de un modelo tectono-sedimentario integrado de la cuenca de Falcón que trate de explicar las variaciones tan marcadas observadas en su basamento, pues las Napas de Lara están ausentes en la zona de La Vela y al norte de ésta, pero están presentes al sur, como basamento de las formaciones Paraíso y Pecaya, de edad Oligoceno, donde fue intrusionada posteriormente la chimenea del cerro Atravesado y otros cuerpos ígneos asociados.

Referencias

- BRUEREN J. 1949. *Geological Report CPMS-310. Paraiso-Manaure (Center Falcon)*. Cía. Shell de Venezuela, Informe inédito, 20p.
- ESCORIHUELA N. & J. RONDÓN 2002. Estudio de las rocas ígneas presentes en el centro de la Cuenca de Falcón. *Geos* (UCV, Caracas) 37: 58-59 +247 p. en CD.
- GRANDE S. & F.URBANI. 2009. Presence of a high grade basement in Northwestern Venezuela of posible grenvillian affinity. *Special. Pub. Geol. Soc. London*. In press.
- GRANDE S. 2007, Xenolitos en las lavas del cerro Atravesado, Cuenca de Falcón central. *Memorias IX Cong. Geol. Venez.*, Caracas, Venezuela, en *Geos* (UCV, Caracas) 39: 89 + 22 p. en DVD, carpeta 154.
- GRANDE S., F. URBANI & D. MENDI. 2007. Presencia de un basamento grenvilliano de alto grado en Venezuela noroccidental. Estudio en progreso. *IX Cong. Geol. Venez.*, Caracas, Venezuela, en *Geos* (UCV, Caracas) 39: 90 + 59 p. en DVD, carpeta 155.
- MCMAHON C. E. 2001. *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. de Notre Dame, Indiana, Tesis doctoral. 227 p. Reproducido en *Geos* (UCV, Caracas) 38 +210 p. en CD.
- MENDI D., L. CAMPOSANO & M. BAQUERO. 2005. Petrografía de rocas del basamento de la ensenada de La Vela. Notas de avance. *Geos* (UCV, Caracas) 38: 32-33 + 42 p. en CD.
- MUESSIG K. W. 1978. The central Falcon igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geol. en Mijn.*, 57(2): p. 261-266.
- MUESSIG K. W. 1979. *The central Falcon igneous rocks, Northwestern Venezuela: their origin, petrology, and tectonic significance*. Univ. de Princeton, New Jersey, Tesis doctoral. 281 p.
- MUESSIG K. W. 1984. Structure and Cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela, and adjacent areas. En: *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Memoir Geological Society of America, 162: 217-230.
- RODRIGUEZ, J & J. C. SOUSA. 2003. *Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto. Estados Falcón y Lara*. Universidad Central de Venezuela, Trabajo Especial del Grado. 322 p.

**THE SIQUISIQUE BASALT AND GABBRO UNITS, LOS ALGODONES, LARA STATE, VENEZUELA: LATE CRETACEOUS OCEANIC PLATEAU FORMED WITHIN THE PROTO-CARIBBEAN PLATE?
(Las unidades de basalto y gabro de Siquisique, Los Algodones, Lara State, Venezuela: ¿Una meseta oceánica del Cretácico Tardío formada en la placa proto-Caribe?)**

KERR Andrew C.¹, URBANI F.², SPIKINGS R.³, BARRY T.⁴, HASTIE A. R.¹ & TARNEY J.⁵

¹Cardiff University. School of Earth and Ocean Sciences. UK. ²UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología & FUNVISIS. El Llanito, Caracas. ³University of Geneva. Department of Mineralogy. Switzerland. ⁴The Open University. Department of Earth Sciences. UK. ⁵Leicester University. Department of Geology. UK.

Correo-e: urbani@cantv.net (*Contribución al proyecto GEODINOS*)

(Cartel en DVD anexo, carpeta 010)

Basalt and gabbro units, exposed near Siquisique, Lara state, have previously been interpreted as mid-ocean ridge basalts of Jurassic age on the basis of an ammonite found in nearby, but not obviously intercalated sediments (BARTOK 1985). This, combined with their current tectonic position, well within the continent, and because they accreted before the Cretaceous 'Great Arc' of the Caribbean, has led to the Siquisique igneous rocks being widely regarded as Jurassic 'normal' mid-ocean ridge basalts and gabbros formed as North and South America rifted apart.

We present new geochemical and chronological data which shows that the Siquisique igneous rocks are 90-95Ma and have a chemistry which is more consistent with derivation from a deep mantle plume, than a mid-ocean ridge. It is clear that these basalts represent part of the original ocean floor of the Caribbean, which formed before the tectonic emplacement of the present-day Caribbean from the Pacific. Chemically similar basalts and gabbros (El Copey on Araya-Paria peninsulas and Sans Souci in northern Trinidad) also accreted to the continental margin of South America before the ‘Great Arc’ of the Caribbean and may well be part of the same ‘plume event’.

These exposures all indicate that the oceanic crust of the proto-Caribbean, was likely to have consisted (at least in part) of thickened oceanic crust formed by melting of a hot-mantle plume. Although the Siquisique rocks formed at a similar time to the Caribbean-Colombian oceanic plateau they were not derived from the same mantle plume. This supports previous suggestions (KERR & TARNEY 2005, SNOW *et al.* 2005) that the period around ~90Ma (like that around 120Ma) was marked by a significant upsurge in global plume-related magmatic activity which is likely to have caused a major worldwide oceanic anoxia event (OAE2) (KERR 1998, SNOW *et al.* 2005).

Significantly, this discovery requires a revision of our current understanding of Caribbean plate tectonic evolution.

References

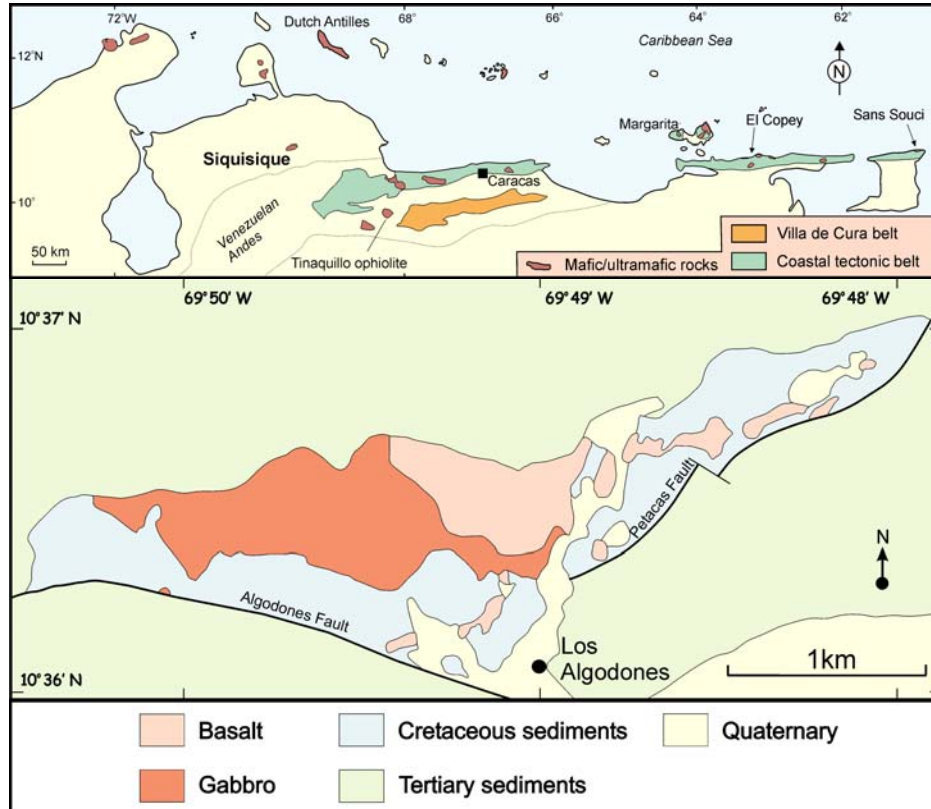
BARTOK, P.E., RENZ, O., WESTERMANN, G.E.G., 1985. The Siquisique Ophiolites, Northern Lara State, Venezuela - a discussion on Their Middle Jurassic Ammonites and Tectonic Implications. *Geological Society of America Bulletin* 96, 1050-1055.

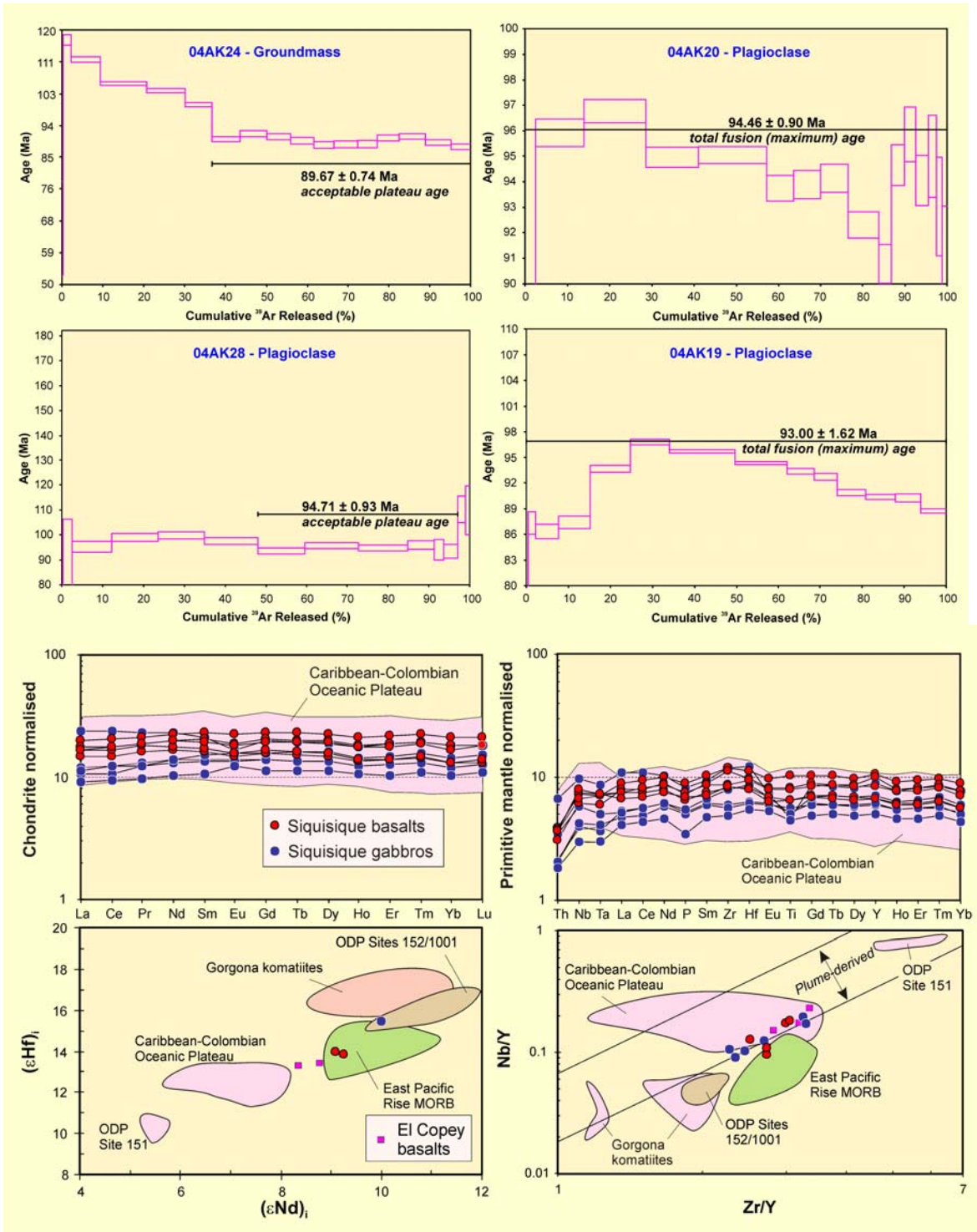
HAUFF, F., HOERNLE, K., TILTON, G., GRAHAM, D.W., KERR, A.C., 2000. Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters* 174, 247-263.

KERR, A.C., 1998. Oceanic plateau formation: A cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journal of the Geological Society* 155, 619-626.

KERR, A.C., TARNEY, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology* 33, 269-272.

SNOW, L.G., DUNCAN, R.A., BRALOWER, T.J., 2005. Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2. *Paleoceanography* 20.





Trace element and isotope diagrams showing the similarity of the Siquisique basalt & gabbro to rocks from the Caribbean-Colombian OP (HAUFF et al. 2000) and the El Copey basalts. The Siquisique rocks are clearly derived from a deep mantle plume, but they partially overlap in composition with basalts derived from ambient upper asthenospheric mantle (i.e. MORB). This mixing of plume and MORB sources implies formation near an active oceanic spreading ridge in the proto Caribbean.

GEOLOGÍA DE LOS MACIZOS ÍGNEO-METAMÓRFICOS DEL NORTE DE YUMARE, ESTADOS YARACUY Y FALCÓN (Geology of the igneous-metamorphic massifs, north of Yumare, states Yaracuy and Falcón, Venezuela)

LOZANO G. Fernando & MUSSARI C. Arturo

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330).
Caracas. Correo-e: ferlozgz@gmail.com. Tutor: F. Urbani. (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

El área de estudio se encuentra al norte de la Colonia Agrícola de Yumare, donde afloran rocas ígneo-metamórficas pertenecientes a las unidades litológicas Esquisto de Aroa, Serpentinitas, Metavolcanosedimentarias de San Quintín y Metagabro Anortosítico de Yumare. Los afloramientos de estas rocas se reducen a cuatro macizos dispuestos en dirección este-oeste de la siguiente manera: Tarana, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes.

A través de la compilación de mapas previos, interpretación de fotografías aéreas, trabajo de campo propio, análisis petrográfico de muestras y cortes geológicos, se elaboraron tres mapas a escala 1:25.000, para dar un aporte a la geología de esta zona por ser de las menos estudiadas del norte del país y con mayor variedad geológica.

En el macizo Tarana aflora el Esquisto de Aroa donde se definen los siguientes tipos litológicos: esquisto grafitoso-cuarzo-micáceo, filita grafitosa-micácea y mármol. Esta unidad está representada por rocas sedimentarias metamorizadas, las cuales según su protolito, como *rocas semipelíticas* (esquisto y filita) y *rocas carbonáticas* (mármol). En este macizo aflora también la unidad de serpentinita, emplazada tectónicamente dentro del Esquisto de Aroa cuya mineralogía es antigorita + ortopiroxeno + crisotilo + talco ± magnetita.

La unidad Metavolcanosedimentarias de San Quintín aflora únicamente en el macizo del mismo nombre, donde se definen los siguientes tipos litológicos según su protolito: *rocas semipelíticas*: metarenisca, *rocas piroclásticas*: metatoba de cristales finos, metatoba cristalina y metatoba híbrida, *rocas félsicas*: metadacita y *rocas máficas*: metafenobasalto piroxénico, metabasalto, metabasalto clinopiroxénico.

El Metagabro Anortosítico de Yumare aflora en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes. San Quintín presenta la siguiente litología: *rocas félsicas*: metatrandhjemitita, meta-anortosita, *rocas máficas*: metagabro, metamonzogabro y meta-cuarzo-gabro y *rocas ultramáficas*: metahornblendita. En el macizo La Zurda la litología es: *rocas félsicas*: metagranodiorita, metamonzonita, metamonzogranito, metagranito microclínico y meta-leucogranito microclínico, *rocas máficas*: metagabro, meta-cuarzo-gabro, metamonzogabro, meta-cuarzo-monzogabro y granofiro, *rocas ultramáficas*: metaclinopiroxenita. En el macizo Salsipuedes los tipos litológicos son: *rocas cuarzo feldespáticas*: esquisto cuarzo-feldespático-micáceo, *rocas félsicas*: metatrandhjemitita, metatonalita y granofiro y *rocas máficas*: metagabro y gneis hornbléndico-epidótico.

Las unidades sedimentarias que afloran en la zona, alrededor de los macizos son: aluvión Cuaternario, terrazas Cuaternarias, Formación Ojo de Agua, Formación Capadare, Formación Casupal, Formación Matatere y Formación La Luna. Es importante señalar que la Formación Casupal en el macizo Salsipuedes, incluye un conglomerado basal con peñas y peñones donde se obtuvo una muestra en particular muy extraña en la geología de Venezuela, un canto de mármol flogopítico con trazas de cuarzo, augita y serpentina.

El Esquisto de Aroa fue metamorizada en la facies del esquisto verde, subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita, la serpentinita fue emplazada tectónicamente en esta unidad igualmente alcanzó la facies del esquisto verde, probablemente también afectada por la subfacies de cuarzo-albita-muscovita-clorita. La Metavolcanosedimentarias de San Quintín alcanzó la facies del esquisto verde, zona de la clorita. La unidad litológica Metagabro anortosítico de Yumare en los macizos San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, se observa afectada por procesos metamórficos que probablemente alcanzaron, primeramente, la facies de la granulita y posterior a ello, la facies del esquisto verde, zona de la clorita y probablemente zona de la biotita (sólo en Salsipuedes). Además a esto se le suman los extensos procesos cataclásticos. Las estructuras principales que se encuentran en los macizos ígneo-metamórficos son la foliación y los pliegues internos que presentan los diferentes tipos litológicos.

El Esquisto de Aroa, por su semejanza con el Esquisto de las Mercedes, ha sido correspondido a la Napa Caracas. Las rocas del Metagabro Anortosítico de Yumare, que han sido correlacionadas anteriormente a la Napa Caucagua-El Tinaco-Yumare-Siquisique, tienen muchas interrogantes, una de ellas es la posible correlación con la Napa Ávila o inclusive con la Costera. Estas rocas de Yumare son claramente alóctonas y posiblemente fueron incorporadas a la placa suramericana por procesos caribeños y forman parte, probablemente de un bloque continuo o de al menos grandes fragmentos de un basamento de probable edad Proterozoico tardío al noroeste de Venezuela, que pudiera interpretarse como Grenvilliano. La principal correlación de estas rocas con el cinturón grenvilliano es la posibilidad de que algunas eran charnokíticas máficas y félsicas, asociada con la meta-anortosita, meta-clinopiroxenita y granofiro, suite ígnea AMCG (anortosita-mangerita-charnockita-granito), generada a lo largo de muchos sectores en el cinturón grenvilliano.

GEOQUÍMICA DE SUELOS PARA LA DETERMINACIÓN DE ELEMENTOS TRAZADORES DE KIMBERLITAS DIAMANTÍFERAS EN LA REGIÓN DE GUANIAMO, BOLÍVAR (Soil geochemistry to find pathfinder elements of diamantiferous kimberlites on the Guaniamo area, Bolívar, Venezuela)

MARTÍNEZ PROSPERINI Eleazar¹ & CHANNER DER DOMINIC M.²

¹UCV. Fac. Ciencias. ICT. Caracas. ²Guaniamo Mining Company, S.A. Concesionaria Canteras El Toco C.A. Guaniamo, Bolívar. Correo-e: eleazarjmp@cantv.net

(Cartel en DVD anexo, carpeta 011)

El propósito es determinar trazadores elementales de la presencia de kimberlitas diamantíferas en suelos de la región de Guaniamo, municipio Cedeño del estado Bolívar, localidad ubicada al sur oeste de dicho estado, a 150 km al sur de Caicara del Orinoco (fig. 1).

Las condiciones climáticas de selva húmeda tropical imperantes en la región, propician la rápida meteorización de las rocas cercanas a la superficie, como consecuencia es difícil detectar evidencias superficiales de la roca diamantífera.

Este trabajo contempla el estudio de 110 muestras de suelo, tomadas alrededor de niveles saprolitizados de composición kimberlítica, conocidos localmente como “pintura”. Del total de las muestras, 62 fueron tomadas en 5 perfiles verticales (con presencia de “pintura” y sin presencia de “pintura”) cada 0,2 m aquí se estudió la variación composicional con respecto a la profundidad. El resto de las muestras (48 en total) fueron tomadas en superficie entre las concesiones San Antonio y Las Alicia, en una zona donde aflora la “pintura”, aquí se estudió la variación composicional en superficie.



Fig. 1. Mapa de ubicación de la zona estudiada KAMINSKY (2004)

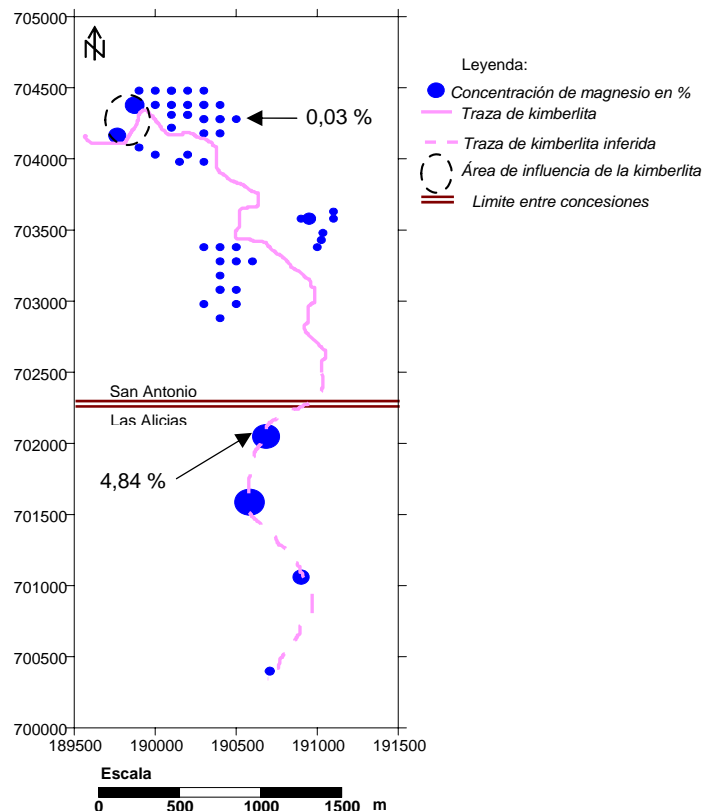


Fig. 2. Mapa de concentración superficial de Mg, V, Zn, Sr, Ba, Rb, Cr, Ni, y La en los perfiles, mediante un espectrómetro acoplado a plasma. Además se estudió, la distribución en superficie de los elementos: Mg, Fe, Cr, Ni, Co, Cu, Nb, Ti, P y La.

En los perfiles se determinó, que los elementos: Al, K, La, Mg, Mn, Ni, Sr, V, Zn, Ba, Ca, Cr, y Fe sirven como trazadores de la kimberlita, también se pudo establecer que dicha asociación es detectable claramente 0,2 m por arriba y por debajo de la pintura. Con el estudio de las muestras en superficie se determinó, que la expresión geoquímica en superficial de elementos como: Cr, Co, Ni, Mg, Cu, Ti y Fe está controlada por factores litológicos, que permiten la delimitación del área estudiada, en dos zonas principales, diferenciadas en su carácter máfico, también por el aumento de sus concentraciones en la cercanía de la “pintura”, se propone a los elementos: Mg, Nb, P y La como trazadores de la kimberlita en superficie.

En la figura 2 se muestra un mapa de concentración superficial para el Mg en donde se evidencia el área de influencia de la kimberlita en superficie, cabe destacar que se observa el mismo comportamiento en los mapas realizados para elementos como Nb, P y La.

Se concluye que los elementos lantano y magnesio, sirven como trazadores para la kimberlita en los suelos de Guaniamo y además que la “pintura” es una evidencia favorable, para la ocurrencia de depósitos diamantíferos. Se recomienda extender las labores de exploración en la zona y también realizar estudios enfocados a conocer el comportamiento geoquímico, de los productos de meteorización de la kimberlita en Guaniamo.

LAS ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS INCLUIDAS EN LAS FACIES GRUESAS DE LA FORMACIÓN MATATERE, ESTADO LARA
(**Igneous and metamorphic rocks included in the coarse facies of Matatere Formation, Lara State, Venezuela**)

MARTÍNEZ G. Gladys J. & VALLETTA A. Graziana

UCV. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330). Ciudad Universitaria, Caracas 1053. Tutor: F. Urbani. (*Contribución del proyecto GEODINOS*)

(Presentación 25 p. en DVD anexo, carpeta 012)

La zona de estudio se encuentra ubicada al oeste de Venezuela, específicamente al norte del estado Lara, abarcando desde la localidad de San Francisco (al noroeste de la depresión de Carora) hasta Siquisique. Este trabajo pretende dar un aporte a los estudios previos realizados en referencia a los tipos de rocas que se encuentran aflorando en el Surco de Barquisimeto, así como a las unidades del centro-occidente del país que constituyeron las posibles fuentes de sedimentos para dicho surco, durante el Paleoceno-Eoceno. Para ello se realizó el análisis petrográfico de las facies gruesas de la Formación Matatere, así como de los olistolitos contenidos en ella y se interpretó la ubicación y distribución de las muestras a lo largo de la zona de estudio.

Los distintos tipos de arenisca y waca encontrados corresponden con arenisca cuarzosa, sublitarenita, arenisca feldespática, waca feldespática y waca lítica. Estas litologías presentan una madurez textural baja y una variedad muy grande de fragmentos líticos; lo cual, permite asociarlas con distintas unidades planteadas como potenciales fuentes que se encontraban aflorando cerca del surco de depositación. En el conglomerado polimíctico los principales fragmentos líticos estudiados en esta roca fueron ígneos, volcánicos y plutónicos, y sedimentarios tipo arenisca. La fuente de aporte del conglomerado, se encontraba ubicada principalmente al norte del Surco de Barquisimeto, lo cual se infirió a partir de la distribución de los afloramientos de conglomerado respecto a los de arenisca. Los olistolitos presentan diversa litología, siendo principalmente de caliza y de rocas ígneas plutónicas, ellos fueron encontrados en dos localidades ubicadas en la parte central de la zona de estudio y su madurez textural generalmente no pudo apreciarse. Se establecieron como unidades de aporte para los mismos, todas aquellas que se correspondieran en cuanto a litología, sin tomar en cuenta su ubicación respecto al surco. Sin embargo, es probable que los olistolitos de caliza provengan de la secuencia cretácica que forma los bordes de la cuenca.

Las unidades litológicas que representaron potenciales fuentes de aporte para las facies gruesas de la Formación Matatere, durante el Paleoceno-Eoceno, se encuentran aflorando en las regiones de la Península de la Goajira, Serranía de Perijá, Flanco Norandino, Andes de Mérida, sur del estado Lara, norte del estado Portuguesa, El Baúl, El Tinaco, Yumare, Península de Paraguaná y Siquisique. De igual manera fueron encontradas diversas litologías que no correspondieron con las unidades descritas en la literatura, las cuales pueden representar implicaciones importantes en la evolución tectónica de la zona.

RECURSOS MINERALES EN LA ZONA MÁFICA-ULTRAMÁFICA DE PARAGUANÁ, ESTADO FALCÓN

(Mineral resources of the mafic-ultramafic zone of Paraguaná, Falcón state)

MENDI David

UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica 330.

Correo-e: davidmendi@gmail.com (*Contribución parcial del proyecto GEODINOS*)

(Presentación 24 p. en DVD anexo, carpeta 013)

Se evalúa el potencial de recursos minerales en la “zona máfica-ultramáfica de Paraguaná”, ubicada en la parte centro-sur de la península de Paraguaná (fig. 1.1). El objetivo es validar, clasificar y cuantificar los potenciales yacimientos minerales que existen en dicha zona. Este análisis se realiza a partir de la recopilación y reinterpretación de trabajos y datos previos, de tal manera de sintetizar los potenciales yacimientos para una futura prospección.

La zona máfica-ultramáfica de Paraguaná presenta varios atractivos económicos desde el punto de vista de aprovechamiento mineral. Está formado por un complejo ofiolítico que contiene desde rocas máficas (diabasa, basalto, gabroides) hasta rocas ultramáficas (harzburgita, dunita). MENDI & RODRÍGUEZ (2005) redefinen las unidades presentes en la península de Paraguaná y particularmente para la zona máfica-ultramáfica, adaptándolas a la clasificación de unidades litodémicas. A continuación se presenta el esquema de las unidades de edad Cretácico:

- Ksa Basalto de Santa Ana
 - Ksa2 Basalto porfídico
 - Ksa1 Basalto afanítico
- Ka Diabasa de Arajó
- Kc Gabro de Capuana
 - Kc5 Gabro sausriritizado
 - Kc4 Gabro pegmatítico gnésico
 - Kc3 Gabro pegmatítico
 - Kc2 Leucogabro
 - Kc1 Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba
- Ker Ultramáficas de El Rodeo
 - Ker1 Dunita
 - Ker2 Ultramáficas de El Rodeo con alteración sílico-ferruginosa-magnesiana

De los cuerpos aflorantes y/o mineralizaciones presentes en la zona máfica-ultramáfica de Paraguaná (fig. 1.2), se puede sintetizar de la siguiente forma los recursos de posible aprovechamiento económico:

- Cromitita
- Dunita
- Magnesita
- Arcillas expansivas
- Diabasa-basalto
- Gabroides
 - Leucogabro
 - Gabro olivinífero-piroxénico
 - Gabro pegmatítico-gneísico
 - Norita
 - Norita olivinífera
 - Troctolita
- Ultramáficas
 - Lherzolita
 - Websterita
 - Harzburgita

Estas unidades pertenecen a una parte desmembrada de corteza oceánica-manto superior (ofiolita), donde buena parte de ella está aflorando: basalto-diabasa (Sta. Ana-Arajó), cuerpos gabroides (Siraba-Capuana), peridotita serpentizada (El Rodeo), incluyendo la cromitita de morfología podiforme (FRANCO & TORREALBA 1987).

De acuerdo con EVANS (1980), quien usa la clasificación de LINDGREN de 1933, la zona máfica-ultramáfica de Paraguaná es un yacimiento hipotermal y según COX & SINGER (1986) la cromita debió cristalizar a profundidades cercanas a 10 km aproximadamente (fig. 2), lo que coincide con lo expuesto por MARTÍN-BELLIZIA & ITURRALDE

DE AROZENA (1972) quienes afirman que estas rocas se formaron a nivel del manto superior a partir de una harzburgita-lherzolita a 1.200°C y 10-20 kbar de presión.

La cromitita (yacimiento metálico más relevante) tiene las características mineralógicas, químicas, geométricas y espaciales concordantes con los yacimientos de “cromita podiforme”, que son característicos de ambientes “tectónicos desmembrados” como Paraguaná, que cristalizan en zonas inestable y son incorporados por corrimientos, y fueron probablemente desarrollados en una cámara magmática bajo una dorsal o en “ridge” de expansión retro-arco (EVANS, 1980). Este autor asegura que el transporte de la peridotita y la cromita desde el manto superior hasta la corteza superior, probablemente ocurre por un “flujo plástico” (deformación de un cuerpo sólido por calor debido a movimiento) a altas temperaturas por muchos km, lo que genera fragmentación y produce características metamórficas en la cromitita y roca caja, sufriendo posteriormente alto grado de serpentización.

Los yacimientos con alta factibilidad de ser económicamente rentables, asociados a esta zona son: cromita masiva y diseminada (mena de cromita), dunita (extracción de olivino), rocas máficas y ultramáficas (piedra picada), arcillas expansivas (aprovechamiento industrial) y yacimientos de placer (PGE y otros).

La cromitita tiene reservas probables de 4.000 Tm, estimando \$ 500.000-560.000. Se estiman unos 22.400.000 Tm dunita altamente serpentizada (hasta 80 % de serpentización) teniendo un valor de \$ 1.008.000.000-1.299.100.000. La utilización de basalto-diabasa, rocas gabroides y ultramáficas como agregado, piedra picada y balasto, se ve atractivo en función de la cantidad de material, son ~450.000.000 m³ lo que estima \$ 65.169.500.000. Las arcillas expansivas son de baja (~250.000 Tm) y alta (~500.000 Tm) calidad estimando \$ 7.500.000 y \$ 40.000.000 respectivamente. Existe magnesita pero debido a la poca cantidad (~1.680 Tm) y baja calidad no parece ser a priori muy rentable económicamente.

No se descarta que existan acumulaciones de metales del grupo del platino (PGE), Ni, Co y otros que pueden estar como depósitos de placer (fig. 3) cuyos costos de ventas son atractivos. A partir de este informe sólo se plantea la posibilidad de una gran acumulación aluvial al sur de la zona máfica-ultramáfica (~240 km²), además de las zonas llanas aledañas a estos altos topográficos (se reportan en El Rodeo anomalías de níquel y cobalto con promedios de 0,25% y 149 ppm respectivamente).

Se recomienda hacer todos los estudios legales y ambientales para ver la factibilidad económica, aunque en algunos casos como la dunita, el agregado y arcillas los montos son tan altos que pueden ser rentables. Por otra parte el cerro Santa Ana por ser monumento natural no puede ser explotado, pero de manera sostenible se puede explotar los cerros aledaños para roca de agregado. En el caso de la cromitita se recomienda que el estado se reserve su exploración detallada y explotación, ya que el volumen no es muy alto y su uso puede ser estratégico. Con los yacimientos de placer hay que comenzar los estudios exploratorios, donde el primer paso sería hacer análisis geoquímico de sedimentos de bajo muestreo para encontrar grandes anomalías.

Referencias

- COX D. & SINGER D. 1986. Mineral deposit models. *U.S. geological Survey Bulletin*. (USA). 1693: 34-44.
- EVANS A. 1980. *An introduction to ore geology*. Londres: Blackwell scientific publications, 231 p.
- FRANCO A & TORREALBA N. 1987. Rocas ultramáficas de Paraguaná y mineralizaciones asociadas. MEM. 38 p.
- MARTÍN-BELLIZZIA C. & ITURRALDE DE AROZENA J. 1972. Complejo ultramáfico zonado de Tausabana-El Rodeo, gabro zonado de Siraba-Capuana y Complejo subvolcánico estratificado de Santa Ana. *Mem VI Conf. Geol. Caribe* (Porlamar):337-355.
- MENDI D. & RODRÍGUEZ E. 2005. Integración geológica de la península de Paraguaná, estado Falcón. *Geos* (Caracas) 38:93-94. + CD 185 p., carpeta 43.

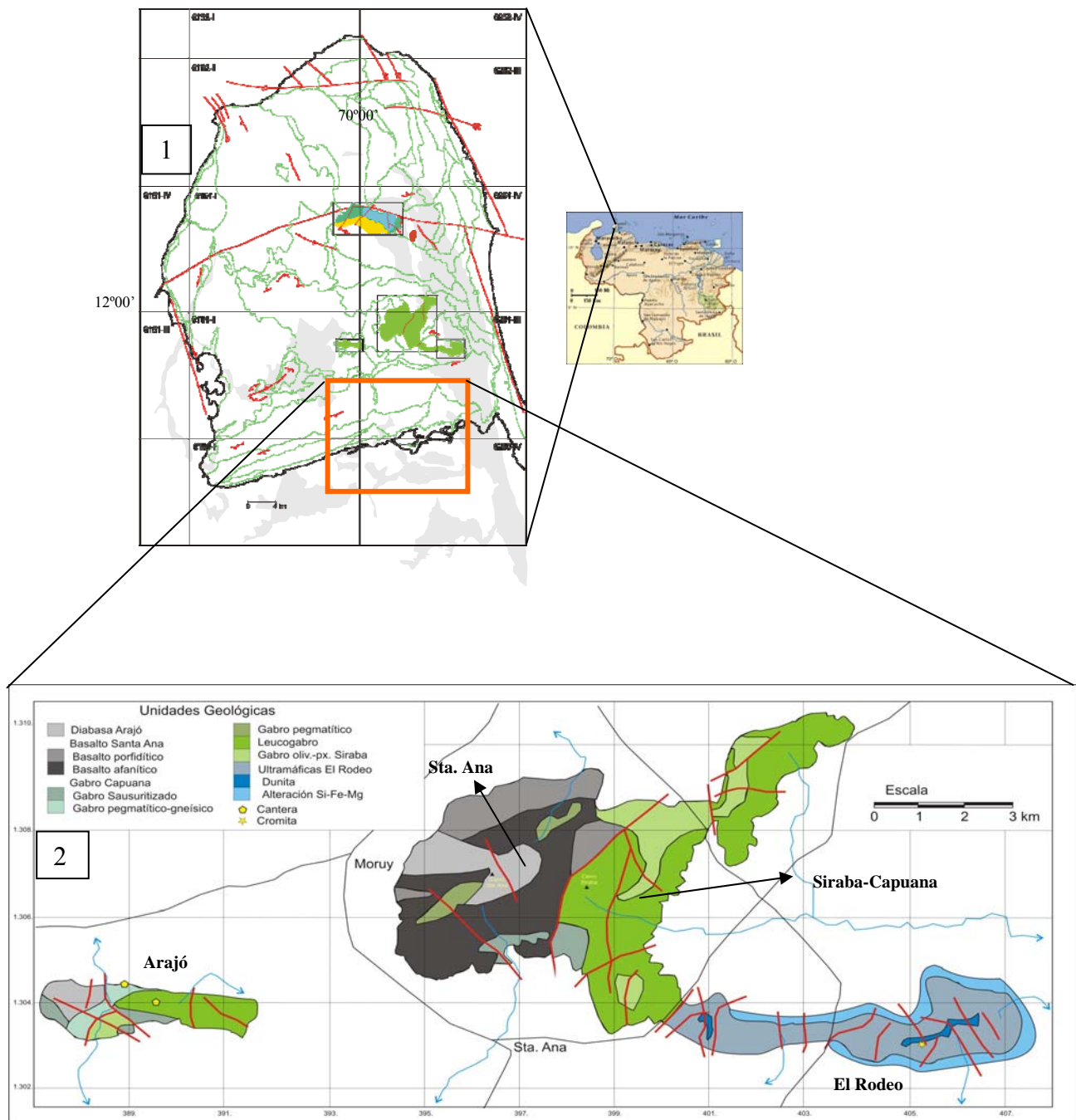


Fig. 1.1 Mapa de zona de estudio. 1.2 Detalle de la distribución de las unidades máficas-ultramáficas. MENDI & RODRÍGUEZ (2005).

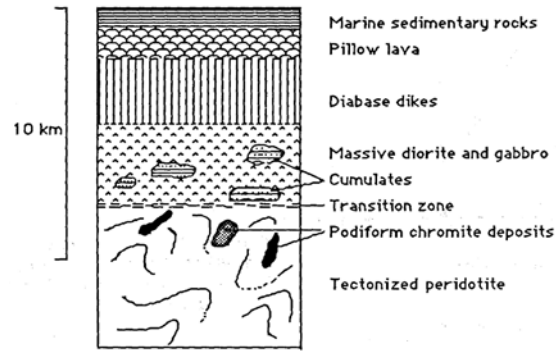


Fig. 2. Esquema de una sección típica de secuencia ophiolítica mostrando la localización de los depósitos de cromita podiforme. COX & SINGER (1986).

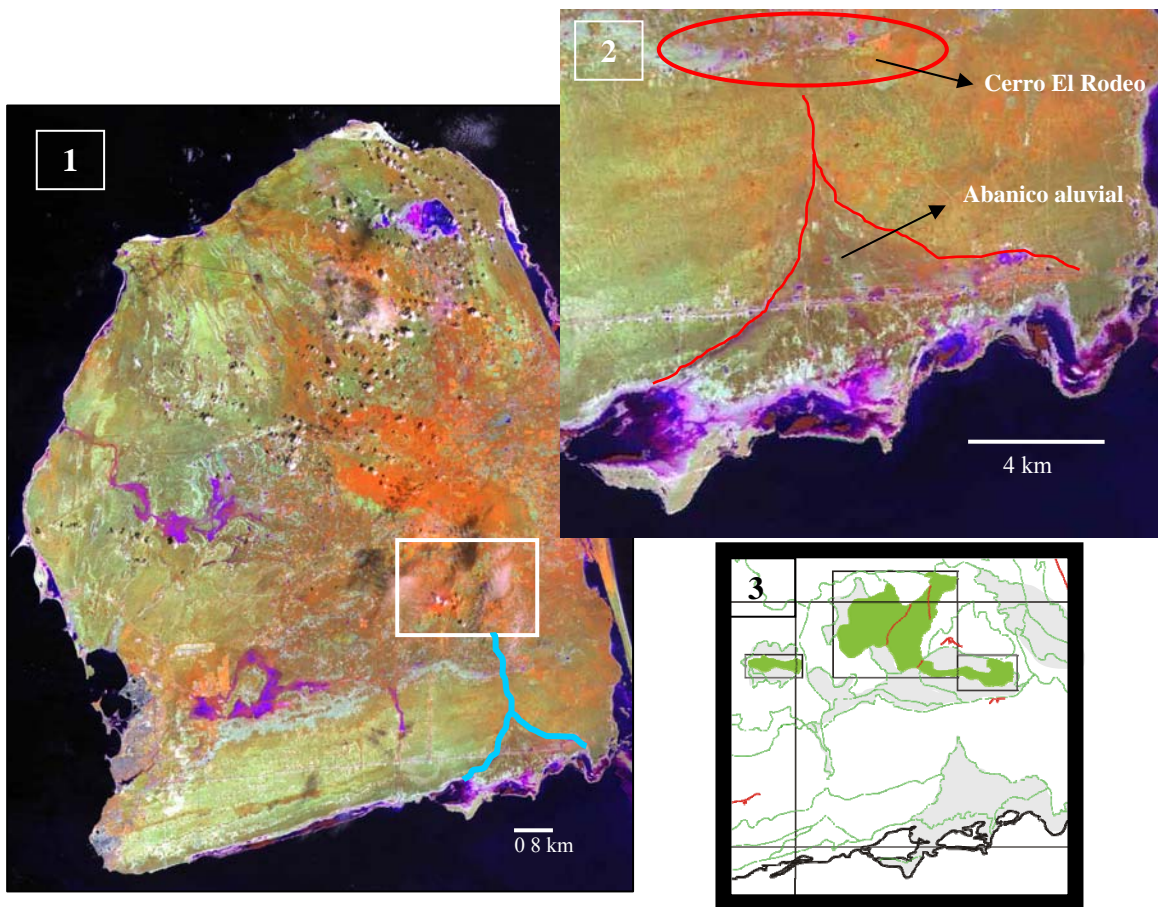


Fig. 3. Abanico aluvial al sur del cerro El Rodeo. 1 vista global con imagen LANDSAT. 2 Detalle del abanico en la imagen. 3 Mapa del complejo y el abanico al sur (gris claro aluviones Q).

DETRITAL ZIRCON GEOCHRONOLOGY OF PALEOCENE/EOCENE TURBIDITES FROM VENEZUELA AND OFFSHORE ISLANDS: IMPLICATIONS FOR LATE CRETACEOUS SUBDUCTION INITIATION ALONG THE LEEWARD ISLANDS AND AVES RIDGE

(Geocronología de zircones detríticos procedentes de turbiditas del Paleoceno/Eoceno de Venezuela e islas costa afuera: Implicaciones en la subducción del Cretácico Tardío a lo largo de las Antillas de Sotavento y la prominencia de Aves)

NOGUERA Mariela¹, STEDMAN C.¹, FIRST E.¹, LORD E.¹, PARRINELLO A.¹, WRIGHT J. E.¹ & URBANI F.²

¹University of Georgia. Department of Geology. Athens, GA 30602. ²UCV. Escuela de Geología, Minas y Geofísica & FUNVISIS. Caracas. Correo-e: nogueram@uga.edu (*contribución al proyecto GEODINOS*)

(Cartel en DVD anexo, carpeta 015)

Tectonic reconstructions suggest the oblique collision between the Caribbean and the South American plates as beginning on Late Cretaceous through Paleocene times. During this time flysch and wildflysch sequences were deposited on the foredeep and later deformed and uplifted as long as the Caribbean plate continued its eastward movement. As a result, a “belt of flysch units” can be observed along northern Venezuela (Matatere, Guárico and Pampatar formations, among others), Curacao, Bonaire, Trinidad (Chaudière Fm) and Barbados (Scotland Group). It is believed - from petrologic and paleocurrents studies - that the sediments that compose these sequences came from sources located on the North (volcanic island arc) and South (passive margin units and/or Guyana Shield). Ages of deposition of these units have been determined from the sometimes scarce fossil record and stratigraphic correlations but this data is not yet conclusive, keeping the uncertainty about the origin and nature of these rocks.

U/Pb dating techniques with Laser ablation – inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) were applied on detrital zircons to determine ages of crystallization of the parental material and, when possible, age of deposition. Comparing the geochronological information between the Paleocene-Eocene turbidites and Early Cretaceous passive margin units would give better approximations about the nature of the turbiditic sequences in northern Venezuela and their timeframe location within the Caribbean evolution models.

The siliciclastic Cretaceous passive margin units of northern Venezuela have long been considered to have been derived from erosion of the Guyana Shield to the south. These are compositionally mature quartzose sediments due to deep tropical weathering in the source. Our detrital zircon data indicate a clear Guyana Shield provenance but also contain an abundance of “Grenville age” 950 Ma -1.3 Ga zircons that must have been derived from an Andean source. The Santa Marta Massif in the Colombian Andes is a likely candidate for this detrital component. Surprisingly even the Barranquín Formation of eastern Venezuela contains the “Grenville age” component despite being located a considerable distance from an Andean source. We speculate that the deltaic deposits of the Barranquín Formation were fed by a proto Orinoco river which drained the Andes and flowed through the Espino Graben, now buried by younger sediments (see figure 1). This idea has been suggested by KASPER & LARUE (1986). And by J. PINDELL (personal communication).

The framework grains of our turbidite samples contrast strongly with the quartzose strata of the passive margin. Although variable, our samples consistently contain plagioclase and volcanic rock fragments and in some cases primary igneous hornblende derived from a volcanic and plutonic source terrane. Detrital zircon data support the petrographic data. The turbidites have older zircon components similar to the passive margin samples including a prominent “Grenville age” signature but also contain abundant Eocene and Late Cretaceous detrital grains presumably derived from the Caribbean arc (Leeward Antilles/Aves Ridge). The lack of significant detrital grains with ages older than 90 Ma suggests that the arc basement is no older than ca. 90 Ma and marks the time of subduction initiation along the southern margin of the Caribbean Plateau.

Our preliminary interpretation is that arc magmatism initiated along the Aves Ridge/Leeward Antilles in the Late Cretaceous and was constructed on a basement of the only slightly older Caribbean Large Igneous Complex (CLIP). Thus, the Leeward Antilles/Aves Ridge does not have a Greater Antilles arc basement. We suggest that the Greater Antilles arc terminated southward at a transform boundary that separated proto -Caribbean oceanic crust from the Greater Antilles arc and the CLIP. Subduction initiation along the transform generated the Leeward Antilles/Aves Ridge island arc.

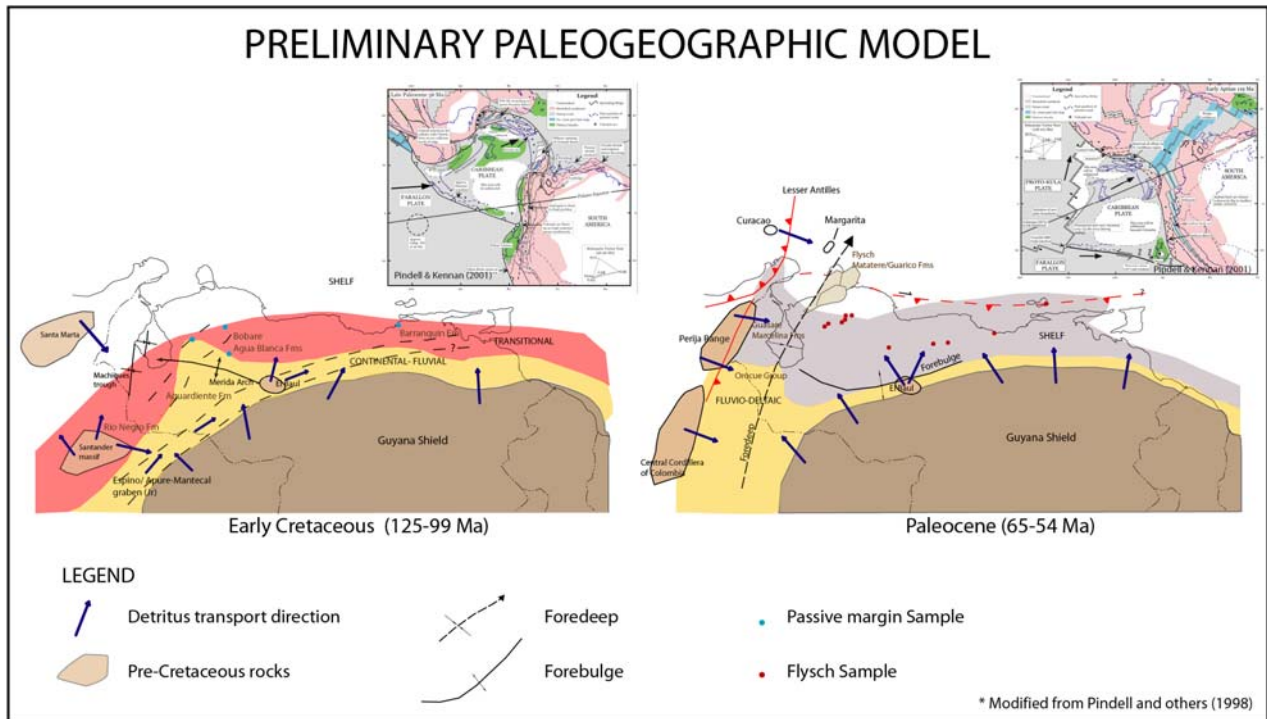


Fig. 1. Preliminary interpretation of the palaeogeography of Venezuela during the deposition times of the passive margin and turbiditic units. Modified from PINDELL et. al (1998).

PETROGRAFÍA DEL GRANITO DE VALERA, ESTADO TRUJILLO (Petrography of the Valera Granite, Trujillo state, Venezuela)

OCHOA-LINDE Elisa & SIFONTES Ramón

UCV. Fac. Ciencias. ICT. Caracas. Correo-e: elisa.ochoa.linde@gmail.com

(Presentación 20 p. en DVD anexo, carpeta 015)

Se caracteriza petrográficamente la unidad de rocas granitoides conocida como Granito de Valera. Este cuerpo, que aflora en un área de cerca de 100 km², hacia el sur de la ciudad de Valera, estado Trujillo, Andes venezolanos, ha sido considerado como intrusivo en las rocas del Complejo Iglesias (KOVISARS 1972, RAMÍREZ *et al.* 1972, BURKLEY 1976).

Para llevar a cabo el trabajo se seleccionaron treinta secciones finas para determinar su mineralogía. Ésta fue estimada visualmente, siempre considerando la fábrica y la presencia de fenocristales o vetas que pudieran alterar los resultados. Todos los granitoides mostraron cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, biotita y moscovita, como minerales esenciales. En algunas muestras de metagranitos se encontró sillimanita y a veces granate. Como accesorios, aparecen circón, apatito y monacita. En rocas de composición granodiorítica se encontró epidoto, esfena y alanita. Los minerales secundarios incluyen clorita, epidoto microgranular, esfena microgranular y sericita.

Mediante la aplicación a los resultados petrográficos del esquema de clasificación modal de la IUGS (LE BAS & STRECKEISEN, 1991), encontramos que la mayor parte de las rocas expuestas, consisten de granitos *sensu stricto*, con algunas granodioritas, tonalitas y dioritas, localmente. Además de la clasificación antes mencionada, las variaciones texturales relacionadas con el desarrollo de orientación o foliación, permitieron reconocer dos tipos litológicos-texturales principales: los metagranitoides y los gneises graníticos. Mineralógicamente, ambos litotipos son similares, con abundancia de micas (indicativo de carácter peraluminico) y minerales de alteración. Las rocas son en general blastoporfidicas,

Las texturas consideradas como primarias o debidas a procesos magmáticos son: porfídico-poiquilitica y granítica (equigranular) y zonada. Las texturas y estructuras que evidencian procesos magmáticos tardíos y post-magmáticos son: intercrecimientos mirmekíticos y peritéticos, maclado secundario, alteración (cloritización, sausrutización, sericitización) y transformación polimórfica (triclínización de la ortosa). Las rocas de ambas unidades exhiben grados variables de deformación y muestran caracteres tanto de tipo frágil como de tipo dúctil.

Entre los primeros se encuentran brechificación, flujo cataclástico, fracturamiento y microfallamiento. En la segunda categoría se incluye el maclado secundario en plagioclasas, la extinción ondulatoria en micas y cuarzo, plegamiento de granos, bandas de cuarzo, kinkbands y subgranos. Además se encontraron evidencias de recrystalización, siendo la más evidente la presencia de mosaicos poligonales de tectosilicatos.

Hay evidencias mineralógicas y texturales de que las rocas sufrieron metamorfismo a la facies de esquistos verdes y quizá de la anfíbolita a nivel local.

ATLAS PETROGRÁFICO DE LAS ROCAS DE LA PARTE NORCENTRAL DE VENEZUELA
(Petrographic atlas of the northern Venezuelan rocks)

REATEGUI Walter¹, AGUILAR Iliana², CARABALLO Enzo¹, GONZÁLEZ Patricia¹, ALEZONES Ricardo¹

¹UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. ²FUNVISIS. Caracas.

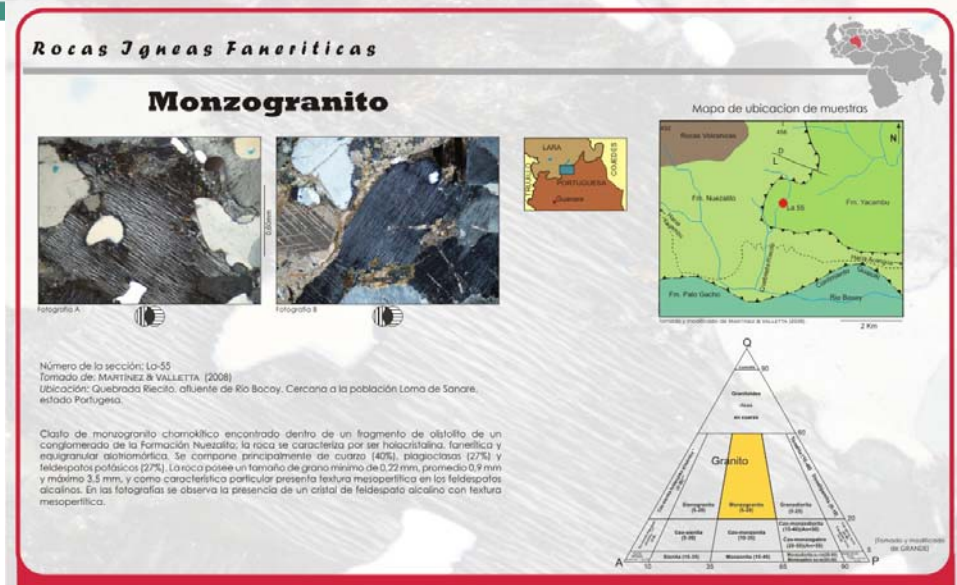
Correo-e: ricardo.alezones@gmail.com

(Presentación 13 p. en DVD anexo, carpeta 016)

Durante los setenta años que tiene la Escuela de Geología, Minas y Geofísica (EGMG), se han realizado una innumerable cantidad de trabajos de geología de superficie y del subsuelo, donde la región norcentral del país ha sido la principal área de estudio. Aunque todos estos trabajos se encuentran en la biblioteca de la EGMG, y es un material de gran valor científico e histórico, no existe un documento que explote el valor gráfico y docente de la información de todas las rocas expuestas a lo largo de la Cordillera de la Costa, Falcón y los Andes venezolanos. Si se investiga la cantidad de publicaciones hechas en la EGMG y en el país en general, focalizadas a mostrar las características petrográficas de las rocas bajo el microscopio de luz polarizante, se nota que existe una sola realizada en la Universidad de Los Andes, dedicada exclusivamente a las rocas de la cordillera andina, y específicamente en los alrededores de la ciudad de Mérida (VISCARRET 2005). Por esta razón surge la idea de compendiar la información existente en los trabajos ya realizados, junto a una nueva información recolectada basada en nuevas muestras que se recolectarán para enriquecer este Atlas.

El formato del Atlas se diseña bajo dos esquemas: un esquema completamente digital, semejándose a una página web, de tal forma que existan hipervínculos entre cada una de las informaciones registradas e inclusive enlazar directamente la muestra petrográfica con la información ya existente en la red (la página del *Código Geológico de Venezuela*, por ejemplo); el otro formato será en papel, de tal forma que pueda ser utilizado como libro guía para quienes realicen una investigación petrográfica y necesiten comparar con aquello que están observando bajo el microscopio. A fecha se procede a digitalizar la información disponible de fotografías de rocas bajo el microscopio, correspondiente a trabajos especiales de grado realizados en la EGMG; generar una base de datos digital que permita ubicar de forma fácil e inmediata los diferentes tipos de rocas, sus características petrográficas y una imagen de estas rocas; describir la mineralogía presente en la roca objeto de la fotografía bajo el microscopio y generar un hipervínculo para poder utilizar esta información sin importar cuál es la página que se esté utilizando del documento; generar un documento digital y otro papel.

Los pasos seguidos han sido los de recopilar la información existente correspondiente a trabajos especiales de grado de la región norte-centro y occidental de Venezuela y colecciones personales relacionadas con la EGMG; selección de la información a ser incluida en las páginas del Atlas; digitalización de la información seleccionada, en algunos casos, vectorización de elementos dentro de las fotografías para poder generar hipervínculos con descripciones petrográficas; elaboración de una base de datos ordenada para poder realizar luego los vínculos con las imágenes ya digitalizadas y sectorizadas y por último la generación del formato digital del atlas: diseño gráfico del atlas y conceptualización del mismo.



DOS CASOS DE DESLIZAMIENTOS EN UNIDADES DE ROCAS METAMÓRFICAS: ESQUISTO DE CHUSPITA, PARACOTOS, MIRANDA Y ESQUISTO DE MAMEY, LOMAS DE TABURE, LARA (Two landslides cases in metamorphic rocks units: Chuspita Schist, Paracotos, Miranda and Mamey Schist, in Lomas de Tabure, Lara, Venezuela)

RODRÍGUEZ Luz M.
 FUNVISIS, El Llanito. Caracas. Correo-e: lrodriguez@funvisis.gob.ve
 (Presentación 16 p. en DVD anexo, carpeta 017)

Se presentan dos casos de movimientos de remoción en masa, ocurridos en rocas metamórficas, el primero se encuentra localizado en las coordenadas 10,26° de latitud N y 66,95° longitud O, a la altura de la población de Paracotos, estado Miranda; el segundo caso se encuentra ubicado en las coordenadas 10,009° de latitud N y 69,27°, longitud O sector Lomas de Tabure, estado Lara. Ambos deslizamientos a pesar de encontrarse distantes uno de otro, presentan similitudes en cuanto a su comportamiento; como estos casos expuestos se encuentran un buen número en el ámbito nacional. Es por ello que el objetivo de este trabajo, es poder mostrar con ejemplos de movimientos de remoción en masa originados en rocas metamórficas, situaciones de riesgo que suelen ocurrir en el país.

Las rocas ígneo metamórficas que afloran en las laderas venezolanas y que están expuestas a la meteorización y erosión, pueden presentar espesores de material residual (saprolito) entre 3 y 5 m, observados en campo. Si estos espesores residuales están sometidos a una saturación continua, particularmente en laderas con fuerte inclinación y a su vez si la foliación en rocas metamórficas coincide con la dirección de la pendiente, la ladera pasa a tener un comportamiento susceptible a deslizarse. Por ello en las zonas montañosas con afloramientos de rocas metamórficas, en especial cuando las discontinuidades internas del macizo rocoso son desfavorables, hay que tener especial cuidado en las zonas urbanas allí asentadas, y tratar de evitar las filtraciones que usualmente ocurren ya sea por aguas blancas ó servidas, pues con el transcurrir del tiempo pueden conformar zonas inestables.

Cuando un deslizamiento ocurre en una ladera que no haya sido intervenida antropogénicamente, la vegetación se encarga de cubrir las evidencias más directas y se amolda a la morfología que ha dejado el movimiento de remoción en masa. Estas evidencias pueden ser identificables en los tallos de los árboles que han crecido fuera de la vertical amoldados a la masa deslizada, sin embargo, si esta ladera es utilizada ya sea con fines agrícolas ó por asentamientos poblacionales, el deslizamiento que una vez fue inactivo vuelve a reactivarse y puede traer fuertes consecuencias, como se expone en los casos que se presentan en este trabajo.

Caso 1, Paracotos:

En el sector estudiado aflora el Esquisto de Chuspita, perteneciente a la Asociación Metasedimentaria Caracas de edad Cretácico Temprano (URBANI & RODRÍGUEZ 2004). Particularmente en el sitio donde se encuentra la población de Paracotos, la roca en sus primeros metros se encuentra altamente meteorizada con espesores promedio de material residual (saprolito) entre 2 y 4 m.

Ya para el año de 1670 de acuerdo a VILA (1978), existía una encomienda (pequeño caserío) en el valle de “La Guayra de Paracotos”, ésta fue una de las primeras poblaciones fundadas en la cordillera de la costa. En el año 2002 comenzaron a evidenciarse grietas en distintos sitios de la población (escuela, estadium, iglesia y algunas casas). Se realizó una visita de campo y paralelamente, se realizó un estudio fotogeológico utilizando las siguientes misiones 030198, escala 125.000, año 1975, fotos 4578-4579 y misión 030337, año 1963, escala 1:5000 fotos 005 a 008. Esto permitió dar respuesta a las evidencias de inestabilidad que se estaban observando en la población. De acuerdo a la fotointerpretación, Paracotos se encuentra asentada sobre un antiguo deslizamiento, probablemente de tipo rotacional (Figuras 1 y 2). La topografía original del escarpe principal y secundario de la masa deslizada fue modificada debido a la construcción de vías de acceso y los desarrollos habitacionales, el cauce de la quebrada Maitana antiguamente quebrada “La Guayra” fue desplazada hacia el norte por el efecto de la masa deslizada.

En el año 2006 el deslizamiento aceleró su proceso en la parte central de la población, las grietas de tracción cortaron la vía que unía la partes altas y bajas de la población. Estas grietas dejaron expuesto el espesor de material residual producto de la meteorización del Esquisto de Chuspita, que evidenciaba alto grado de saturación. Los pobladores continúan coexistiendo con el deslizamiento, el movimiento del mismo ha disminuido en la actualidad, sin embargo, puede volver a acelerarse si no se controlan las fugas de aguas, ya sean blancas o servidas en las tuberías enterradas que se encuentran cruzando la masa en proceso de deslizamiento.

Caso 2, Lomas de Tabure.

El sector Lomas de Tabure se encuentra ubicado al sur de Cabudare, estado Lara, la unidad que aflora en el sitio estudiado corresponde al Esquisto de Mamey, es un esquisto carbonático, cuarzo sericítico y presenta alto grado de meteorización. El espesor de la roca meteorizada oscila entre 1 y 3 m.

En febrero de 2005, comenzaron aparecer las primeras evidencias de inestabilidad en la ladera, con grietas de tracción hasta de 50 cm, afectando 5 viviendas del sector.

En agosto de 2005 el movimiento se aceleró fuertemente, colapsando por completo las viviendas y represando la quebrada Tabure, la cual formó una laguna artificial. El material residual producto de la meteorización del esquisto, se encontraba altamente saturado, producto de las filtraciones generadas por espacio de 10 años por un tanque australiano, ubicado en las cabeceras de la masa deslizada. El deslizamiento que afectó el área es de tipo rotacional con dos escarpes bien establecidos. (Figuras 3 y 4).

A pesar de haberse clausurado el tanque, y no haber continuado el avance de la corona del deslizamiento, la parte distal de la masa deslizada se encuentra sobre el cauce de la quebrada Tabure, esto representa un alto nivel de amenaza, si se considera que en temporada de fuertes lluvias, la quebrada puede represarse nuevamente y romper de forma inesperada, generando una ola de descarga que ocasionaría fuertes daños aguas abajo donde se encuentra ubicada la población de Cabudare.

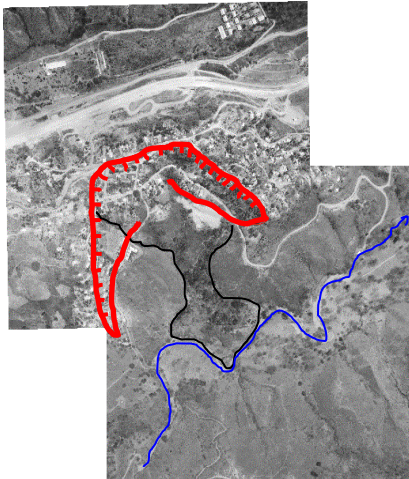


Figura 1. Composición de fotografías aéreas del lado norte de la población de Paracotos, (misión 030337, fotos 006, 031, IGVS), lo señalado en rojo indica el escarpe de la masa deslizada

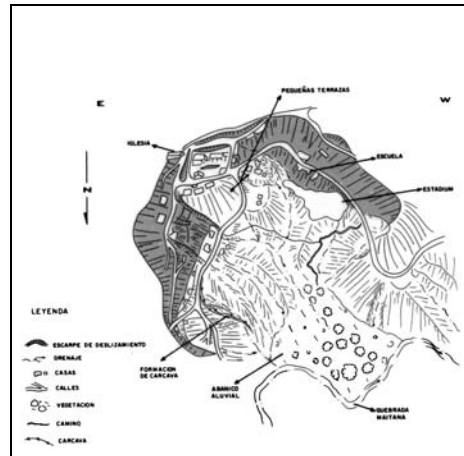


Figura 2 Diagrama en planta del antiguo deslizamiento. A manera de identificar la zona deslizada se ha invertido el norte. Sin escala sólo con fines ilustrativos



Figura 3. Panorámica general de la corona y masa deslizada, en Lomas de Tabure



Figura 4. Esquisto y material residual dentro de la masa deslizada en Lomas de Tabure.

**GEODYNAMIC IMPLICATIONS OF ZIRCON AGES FROM CUBA
(Implicaciones geodinámicas de edades de zircón en Cuba)**

ROJAS AGRAMONTE Yamirka*, KRÖNER A., GARCÍA CASCO A., ITURRALDE VINENT M. A., WINGATE M. T. D. & LIU D. Y.

*Universität Mainz. Institut für Geowissenschaften. 55099 Mainz. Germany. Correo-e: rojas@uni-mainz.de
(Cartel en DVD anexo, carpeta 018)

There are only few reliable zircon ages using modern analytical methods for rocks from the various tectonic units in Cuba. Recent available (mainly SHRIMP) ages come from the Guaniguanico Terrane (GGT) in western Cuba, the Escambray Massif (EM), the Mabujina Amphibolites (MAM), the Cretaceous Primitive Volcanic Arc (CPIA), the Cretaceous Calc-alkaline Volcanic Arc (CCVA), in central Cuba; of the Purial Massif (PM) eastern Cuba, the Palaeogene Volcanic Arc (PVA) in southeastern Cuba, and the ophiolite melanges in Central and Eastern Cuba.

The GGT is a low- to very low-grade metamorphic massif which locally developed high-grade metamorphic rocks along the trend of the Pinar fault. It has a fold-thrust style of deformation in which several units occur in juxtaposed belts emplaced north and northwestwards, ranging in age from early Jurassic to late Cretaceous. Detrital zircons from sediments of the Los Organos belt yield preliminary ages ranging from ~406 Ma to 2.5 Ga. There is an apparent lack of Pan-African ages in the dated zircons, but there are Grenvillian (~1.2 Ga), Palaeoproterozoic (~1.7-2.3 Ga) and Archaean ages (2.5 Ga). The Grenvillian ages suggest derivation from the Maya Block in central America although they do not exclude derivation from northern South America where rocks of Grenvillian age are

known (Venezuela and Colombia). The Palaeoproterozoic and Archaean ages suggest derivation from the Guyana shield of South America, since no Palaeoproterozoic or Archaean ages are known from Central America.

The EM is a high-pressure continental terrane composed of Jurassic to Cretaceous rocks and accreted to the MAM in the late Cretaceous. Detrital zircons from a metagreywacke of the structurally lowest unit of the range in age between 594 and 1187 Ma and document derivation from a source characterized by both Grenvillian and Pan-African crust. This is in contrast to Jurassic clastic sediments in western Cuba (GGT) which also show Grenvillian-age micas but lack Pan-African ages. Detrital zircons from a glaucophane-bearing quartzite of the high-pressure unit are predominantly well rounded but also near-idiomorphic, and SHRIMP-ages define two distinct groups between 279 and 484 Ma and between 964 and 1506 Ma. The latter group reflects a Grenvillian provenance, whereas the younger group may indicate derivation from the Maya Block in Guatemala. Little rounded detrital zircons from an eclogite lens of the high-pressure unit yielded SHRIMP ages between 201 and 256 Ma (latest Permian to latest Triassic), and SOMIN suggest that these characterize a pelagic sediment deposited on Jurassic oceanic floor and subsequently metamorphosed to eclogite-facies during intra-oceanic subduction.

Island arcs rocks were dated from different localities in Central Cuba. Within the Mabujina amphibolite (MAM) single zircon ages of 133 and 128 Ma for trondhjemitic gneisses are considered to represent the CPIA. Granitoid samples from the Manicaragua Pluton provided emplacement ages between 93 and 83 Ma which belong to the CCVA. Zircons from four CCVA samples of the Camagüey plutons yielded emplacement ages between 104 and 81 Ma. All these data suggest 20 million years of continuous CCVA granitoid magmatism. The Purial Massif is a strongly deformed complex metamorphosed to greenschist- and blueschist-facies, and considered to be the easternmost equivalent of the CCVA. A tonalite from the Yayabo River in the southern PM yielded a concordant zircon age of 113 Ma and a sheared felsic volcanic from the Cajobabo river yielded an age of 86 Ma, correlatable with the CCVA in central Cuba.

The PVA of the Sierra Maestra, SE Cuba, includes calc-alkaline tonalites and trondhjemitic rocks that were generated in an intraoceanic arc for which zircon emplacement ages between 60 and 48 Ma were determined. These support the concept of separating a Paleogene from a Cretaceous volcanic arc in Cuba.

Zircons from a plagiogranite fragment within the Northern Ophiolite Mélange S of Santa Clara yielded a concordant age of 86 Ma, establishing ocean crust to have formed in the Coniacian, within the same interval as arc magmatism in the CVA. Another age of 86 Ma was determined for a sheared felsic volcanic rock and a tonalite intruding late Cretaceous primitive island arc rocks tectonically emplaced within the Northeastern Cuban Ophiolites. This date confirms that PIA rocks in the Caribbean are both early and late Cretaceous in age.

Zircon xenocrysts of ~440 and 980 Ma in the CVA and PM rocks suggest an old crustal component in the Cretaceous arc magmas that is best explained as material transferred from subducted sediments to a supra-subduction environment. The presence of this component in the EM and its apparent lack in the magmatic products of the early Cretaceous primitive island arc support models of a Pacific origin for the Pacific plate.

References

- ITURRALDE-VINENT, 1998. Sinopsis de la constitución geológica de Cuba: *Acta Geol. Hisp.* 33: 956.
- MILLÁN TRUJILLO, 1997. Geología del Macizo metamórfico Escambray. In FURRAZOLA BERMÚDEZ., G. F. AND NÚÑEZ CAMBRA, K. E., Eds. *Estudios sobre geología de Cuba*. Havana, IGP, CNIG, p. 387398.
- SOMIN *et al.*, 2005. The Arroyo Charcon, an unusual eclogite from the EM, Cuba: Petrology and zirconology (Abstract). *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 150: 148

**ESPEORES CORTICALES DERIVADOS DE SÍSMICA ACTIVA Y SISMOLOGÍA PASIVA-
IMPLICACIONES DE DATOS OBTENIDOS EN LOS PROYECTOS BOLIVAR Y GEODINOS
(Crustal thickness derived from active and passive seismology-data of the BOLIVAR and GEODINOS
projects)**

SCHMITZ M.¹, RADA F.¹, QUINTEROS C.¹, RENDÓN H.¹, PIÑERO L.², LEVANDER A.³, NIU F.³, BEZADA M.³
¹FUNVISIS. Caracas. ²UCV. Fac. Ciencias. ICT. Caracas. ³Rice University. Department of Earth Science. Houston.
 Correo-e: mschmitz@funvisis.gob.ve.

(Presentación 19 p. en DVD anexo, carpeta 019)

En el marco de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS se realizó la adquisición, procesamiento e interpretación de datos sísmicos registrados en Venezuela en estaciones sismológicas ubicadas en tierra y mar, para estimar los espesores corticales en el área de interacción entre las placas del Caribe y Sudamérica (Figura 1, izquierda). El presente trabajo analiza la estimación del espesor cortical obtenido por sísmica activa y pasiva. La primera parte consiste en la sísmica de refracción profunda, cuya fuente de energía fueron cañones de aire en la parte marina y explosiones químicas en tierra (Figura 1, izquierda), con registros en las estaciones sismológicas más cercanas y en estaciones portátiles. Para la segunda parte se usó la técnica de funciones receptoras, cuya fuente de energía provenía de telesismos (entre 30° y 90°) registrados en estaciones sismológicas banda ancha de la Red Sismológica Nacional y otras desplegadas en el fondo del mar (OBS).

La figura 1 (derecha) muestra los espesores corticales obtenidos mediante sísmica de refracción (RADA *et al.* 2008), observándose un adelgazamiento de la corteza en sentido sur-norte. En el oriente venezolano el espesor llega a más de 50 km bajo la cuenca de Maturín (SCHMITZ *et al.* 2008). El espesor disminuye hacia el norte hasta alcanzar 35 km en la región de la península de Araya-Paria. Al norte del perfil 64° W (borde SE de la cuenca de Venezuela) se observan espesores de 27 km, ligeramente mayores a los obtenidos por CLARK *et al.* (2007) (20 km), atribuidos a la proximidad de este perfil al flanco oeste del alto de Aves, un extinto arco de islas, concordando con el resultado de CHRISTESON *et al.* (2008).

NIU *et al.* (2007) utilizaron la metodología de funciones receptoras, analizando 313 eventos telesísmicos con distancias epicentrales entre 30° y 90°, y magnitudes (M_w) mayores a 5. El mapa de espesores corticales (Figura 2, izquierda) muestra gran variación en la profundidad de Moho, desde 16 km bajo la cuenca de Bonaire hasta más de 50 km en los Andes venezolanos y en el nororiente venezolano (bajo las cuencas de Guárico y Maturín). En el cratón de Guayana alcanza los 37 km. Con el mapa de radio de Poisson (Figura 2, derecha) puede inferirse sobre la composición mineralógica de las provincias geológicas del área. Se observaron los valores más bajos en la región andina, en promedio 0,229, lo que sugiere una corteza considerablemente más félsica que la del resto de Venezuela (NIU *et al.* 2007). Valores intermedios (0,245-0,268) se encuentran en el Escudo de Guayana, en las planicies costeras, parte de la cuenca de Guárico y la serranía de Falcón. NIU *et al.* (2007) notaron que los valores observados en la serranía del Interior, norte de Falcón y algunas islas (0,290-0,317) sugieren que pueden estar compuestas por arcos oceánicos acrecionados (NIU *et al.* 2007).

Por otra parte, QUINTEROS *et al.* (2008) utilizaron telesismos registrados en 9 estaciones (en el noroccidente de Venezuela) de la Red Sismológica Nacional, analizando más de 50 eventos telesísmicos, con distancias epicentrales que variaron entre 27° y 90° y magnitudes (M_w) mayores a 5. En el área común de ambos trabajos concuerdan los valores de espesor cortical y del coeficiente de Poisson.

Comparando los resultados de las 2 metodologías diferentes se tiene que al norte del perfil 67° W, el espesor es de 23 km en la cuenca de Venezuela (MASY 2007), difiere del obtenido (12 km) por MAGNANI *et al.* (2008) y al obtenido mediante funciones receptoras (18 km) por NIU *et al.* (2007). Se atribuye a la diferencia en la geometría de observación utilizada en los respectivos estudios. Bajo el arco volcánico de las islas de sotavento el espesor obtenido por MAGNANI *et al.* (2008) fue 25 km, mientras NIU *et al.* (2007) obtuvieron 16 km (bajo el OBS SHRB). En la Cordillera de la Costa, MAGNANI *et al.* (2008) obtuvieron un espesor de 40 km, con sísmica de gran ángulo, mientras con funciones receptoras NIU *et al.* (2007) obtuvieron 30 km (usando la estación JMPC). El afloramiento de rocas con alta relación P/T (eclogitas y otras rocas con alto grado de metamorfismo) en este cinturón montañoso sugiere que éstas pudiesen ser asociadas con la tectónica relacionada al sistema de fallas de San Sebastián, que transporta material de alta velocidad sísmica ($V_p \approx 7$ km/s) a niveles de corteza superior (MAGNANI *et al.* 2008).

Referencias

- CHRISTESON G. L., MANN P., ESCALONA A., & AITKEN, T. 2008. Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc-continent collision zone. *J. Geophys. Res.*, 113, B08104, doi: 10.1029/2007JB005373.
- CLARK S. A., ZELT C. A., LEVANDER A. & MAGNANI M. B. 2007. *Characterizing the Caribbean-South American Plate Boundary at 64°W using Wide Angle Seismic Data*. Rice University. Houston. Ph.D. Thesis. 81p.

MAGNANI M. B., ZELT C. A., LEVANDER A. & SCHMITZ M. 2008. Crustal Structure of the South America-Caribbean Plate Boundary at 67W from controlled-source seismic data. *J. Geophys. Res.*, submitted.

MASY J. 2007. *Modelado Bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe Sur América en las Antillas de Sotavento*. Universidad Simón Bolívar, Caracas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 146 p.

NIU F., BRAVO T., PAVLIS G., VERNON F., RENDÓN H., BEZADA M. & LEVANDER A. 2007. Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 112-B11308.

QUINTEROS C. 2007. *Estudio del espesor de la corteza y caracterización de sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela, a partir del análisis de funciones receptoras*. Universidad Central de Venezuela. Caracas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 195 p.

RADA F., MASY J., SCHMITZ M., ÁVILA J. & JÁCOME M. 2008. Espesores corticales en el Sureste de la Placa Caribe con base en mediciones Sísmicas de gran ángulo. *Memorias XIV Congreso Venezolano de Geofísica*, 6-9 Octubre. Caracas, Venezuela. En CD.

SCHMITZ M., ÁVILA J., BEZADA M., VIEIRA E., YÁNEZ M., LEVANDER A., ZELT C. A., JÁCOME M. I., MAGNANI M. B. & THE BOLIVAR ACTIVE SEISMIC WORKING GROUP. 2008. Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.072, in press.

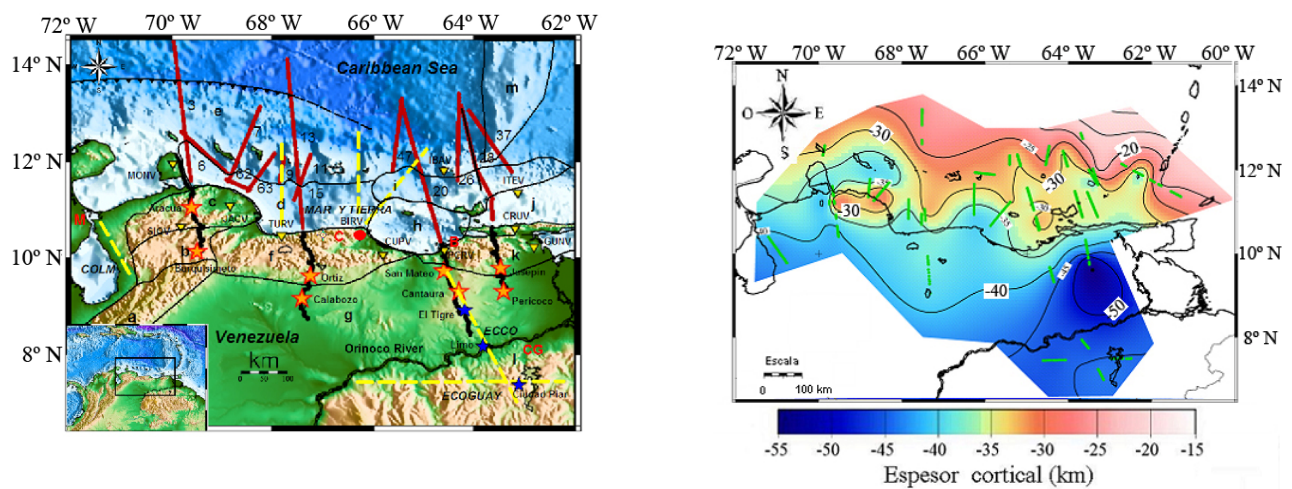


Figura 1. *Izquierda:* Mapa de ubicación del estudio y perfiles sísmicos efectuados (SCHMITZ et al. 2008). *Derecha:* Mapa de espesor cortical del área (RADA et al. 2008).

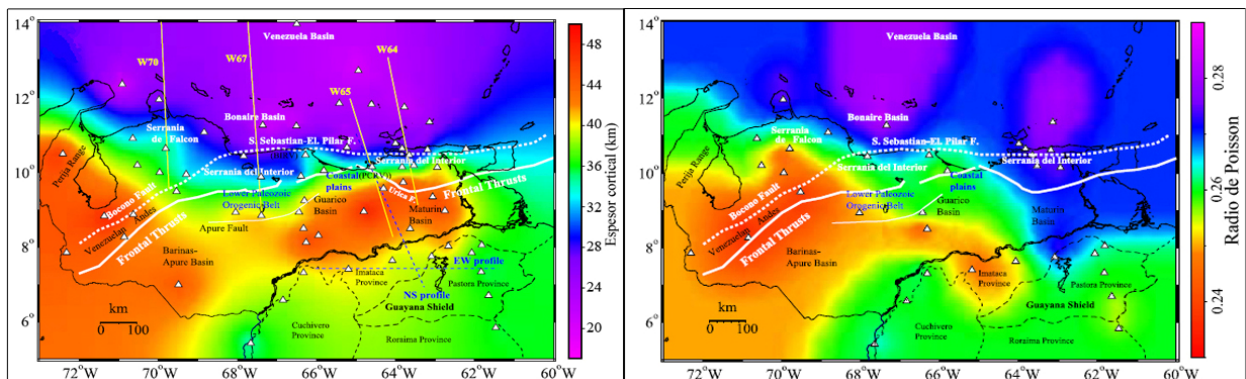


Figura 2. *Izquierda:* Mapa de espesores corticales generado a partir de funciones receptoras. *Derecha:* Variaciones del radio de Poisson (tomados de NIU et al. 2007).

IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LOS GRANITOIDES EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES DE MÉRIDA, VENEZUELA

(Importance of the study of granitoids in the Mérida Andes Cordillera, Venezuela)

SIFONTES G. Ramón

UCV. Fac. Ciencias. Instituto de Ciencias de la Tierra. Caracas.

(Presentación 20 p. en DVD anexo, carpeta 020)

La cordillera de Mérida o Andes venezolanos constituye un cinturón de montaña localizado en la parte noroccidental del país, que se extiende desde la depresión del Táchira (extremo suroeste, estado Táchira) hasta la depresión de Barquisimeto (extremo noreste, estado Lara) con una longitud de cerca de los 450 km., una anchura entre los 80 y 100 km y un espesor cortical del orden de los 60 km.

La cordillera de Mérida es de naturaleza esencialmente continental, con un escaso aporte del manto, el cual consiste de sills y diques máficos, por lo general de pocos metros de espesor y masas lenticulares de algunas decenas de metros de longitud. Son relativamente abundantes en el páramo La Negra, quizás debido a una mayor permeabilidad cortical en esta región, en la época del emplazamiento.

Longitudinalmente los Andes venezolanos presentan una profunda hendidura axial, zona de fallas de Boconó, falla activa de movimiento transcurrente dextral, que la subdivide en dos ramales cordilleranos, La Sierra del Norte o de La Culata (al norte) y la Sierra de Mérida-Santo Domingo, en la parte del flanco sur.

El área central de la cordillera está conformada por un núcleo antiguo de rocas, integrado por gneises graníticos, esquistos e intrusiones graníticas, con edades del Meso- y Neo-Proterozoico y del Paleozoico, las cuales registran las mayores alturas topográficas, tales como el pico Bolívar, de 5000 m.s.n.m. A partir de aquí, tanto hacia el noreste como hacia el suroeste, estas rocas cambian progresivamente a unidades metasedimentarias y sedimentarias paleozoicas, mesozoicas y terciarias.

Los cuerpos granitoides en los Andes venezolanos, están distribuidos en toda la extensión del cinturón y han sido emplazados desde el Meso- y Neo-Proterozoico, a través del Paleozoico, hasta el Mesozoico. Estas rocas han sido poco estudiadas, salvo en escasas áreas. Por lo general, se las describe muy superficial y escuetamente, indicando algunas características petrográficas y los análisis químicos y las dataciones radiométricas son igualmente escasos, razón por la cual, se conoce muy poco de su evolución petrogenética.

Los granitoides son volumétricamente las rocas ígneas más abundantes en la corteza continental, particularmente donde ésta ha llegado a ser sustancialmente engrosada a causa de la orogenia. De esta manera, los granitoides están íntimamente relacionados con la evolución de los cinturones orogénicos, tal como es el caso de la cordillera de Mérida o Andes venezolanos.

Su caracterización petrográfica y geoquímica, y la factibilidad de determinar su edad absoluta de cristalización, permiten conocer su origen y su ambiente tectónico de formación; ésto, aunado a las mineralizaciones de interés económico que pueden estar asociadas a ellos, son buenas razones para acometer un estudio exhaustivo de los mismos.

En referencia a algunos de los estudios realizados en la parte meridional y central de la cordillera (regiones de Páramo La Negra – Bailadores-Tovar-Santa Cruz de Mora y en las serranías de Trujillo y de la Culata) se ha observado, que en la primera, sólo se evidencia, aparentemente, el pulso orogénico del Paleozoico Temprano, correspondiente a la orogenia caledoniana, mientras que en los Andes Centrales, al parecer, se manifiestan los dos pulsos, es decir, el caledoniano del Paleozoico Temprano y el herciniano o varísico del Paleozoico Tardío, aunque éste último esta débilmente expuesto.

En la serranía de Trujillo, en el sector de Valera-La Puerta, los granitoides consisten principalmente de monzogranitos y en menor cuantía, granodioritas y otros tipos de rocas graníticas, cuya química indica una tendencia calco-alcalina (ambiente de subducción). En este sector montañoso, de aproximadamente 21 km de largo, anchura de 2 a 5 km y alturas del orden de los 2000 m, parecen registrarse varios pulsos intrusivos magmáticos desde finales del Neo-Proterozoico y en el Paleozoico (granito de Valera) y una pequeña intrusión tonalítica de edad Mesozoico Temprano (tonalita de Agua Clara), al parecer, post-orogénica.

En el sector meridional de la cordillera (páramo La Negra-Bailadores-Tovar-Santa Cruz de Mora) también se han detectado gneises graníticos y granitoides de ambiente de subducción. Además, hay cuerpos de granitoides, como el granito de Las Tapias, al suroeste de Bailadores de edad del Carbonífero (edad Rb-Sr de ~ 310 Ma), que no presenta evidencias de metamorfismo, al igual que varios diques lamprofídicos localizados en áreas adyacentes. El granito de Las Tapias muestra una tendencia NNW y de acuerdo con sus características geoquímicas, es claramente del tipo anorogénico, marcando al parecer, una zona de distensión cortical, después del episodio orogénico caledoniano.

SILLIMANITA EN EL NORTE DE VENEZUELA (Sillimanite in Northern Venezuela)

URBANI Franco

UCV. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330). Ciudad Universitaria.
Caracas & FUNVISIS. Caracas. Correo-e.: furbani@funvisis.gob.ve

(Contribución parcial del proyecto GEODINOS)

(Presentación 34 p. en DVD anexo, carpeta 021)

A raíz de los trabajos de cartografía geológica y petrografía realizados en los últimos años, en el norte del país se han encontrado ocho localidades con rocas que contienen el mineral sillimanita, a saber: **1.** Clastos redondeados de hasta 4 mm de diámetro de gneis con cuarzo y albita incluidos en capas de conglomerado de la Formación Matatere. Macuere al noreste de Siquisique, Lara. **2.** Misma litología y unidad a 4 km al sur, de "Puente Limón" sobre el río Tocuyo, cercanías de la carretera Churuguara-Barquisimeto, Lara. **3.** Gneis en el basamento cristalino bajo la cobertura sedimentaria de la Ensenada de La Vela, Falcón. Pozo exploratorio perforado por CVP en los años 1970's costa afuera al norte de La Vela de Coro. Pozo LVC-22 a una profundidad de de alrededor de 2.750 m. Falcón. **4.** Esquisto cuarzo micáceo con sillimanita y probablemente cianita. Complejo Nirgua de la Superasociación La Costa. Túnel del ferrocarril Naguanagua-El Palito, km 9+211. El Palito, Carabobo. **5.** Gneis con cuarzo albita y biotita, en la unidad Gneis de Cabriales. La Entrada, norte de Valencia, Carabobo. **6.** Canto rodado de gneis con cuarzo, feldespato, biotita proveniente del Complejo San Julián de la Superasociación Ávila. Río Naiguatá, Vargas. **7.** Metadiorita con albita, anfíbol (hornblenda y anfíbol verde azul), biotita y granate de la unidad Metatonalita de Todasana de la Superasociación Ávila. Río Todasana, Vargas. **8.** Muestra de granito peraluminico de la unidad Granito de El Mogote de la Asociación Granítica El Baúl. Macizo de El Baúl, Cojedes.

La sillimanita (Sil), junto a la andalucita (And) y cianita (Ky), son minerales polimorfos con la misma fórmula química de Al_2SiO_5 y las tres fases pueden coexistir en un punto triple determinado experimentalmente en 504°C y 3,6 kb (ver figura anexa, valores variables según diversos autores). Este mineral se puede encontrar tanto en rocas ígneas como en metamórficas con alto contenido de aluminio. En las ígneas plutónicas o sus equivalentes metamórficos, logra aparecer en aquellas clasificadas químicamente como de carácter peraluminico, mientras que al tratarse de rocas metasedimentarias, el protolito puede haber sido una roca pelítica o algún material como laterita aluminica o bauxita. En los casos que nos ocupan, las localidades 1 a 6 corresponden a rocas metasedimentarias, la localidad 7 es metaplutónica y la 8 es ígnea con apenas ligeros efectos de alteración hidrotermal.

En rocas metamórficas de composición química apropiada, la sillimanita puede iniciar su aparición en la facies de la anfíbolita epidótica (transición entre las facies del esquisto verde y de la anfíbolita), estando presente en la facies de la anfíbolita propiamente dicha e inclusive en la facies de la granulita.

En el norte del país con motivo de la interacción Caribe - Suramérica existe una mezcla tectónica de terrenos y unidades de diversos orígenes y edades. Durante el proceso de apilamiento de napas, prácticamente todas las rocas de la Cordillera de la Costa independientemente a su historia anterior, han sido sometidas a una etapa de metamorfismo caribeño en la facies de esquisto verde en el Terciario medio, de manera que las ígneas invariablemente han pasado a la categoría de metaígneas, e igual ocurre con las rocas metamórficas que previamente habían estado sujetas a mayores grados metamórficos (tanto a mayores temperaturas: facies de la anfíbolita o granulita, como a mayores presiones: esquisto azul o eclogita). Esta superposición metamórfica ha obliterado la mineralogía previa, haciendo que minerales formados a mayores condiciones de P y/o T sean reemplazados por aquellos típicos de la facies del esquisto verde, como clorita, actinolita, epidoto, sericita, talco, serpentina y otros.

De las muestras mencionadas en este trabajo aquellas de la Ensenada de La Vela son las únicas que presentan una asociación de minerales metamórficos anhidros de la facies de la granulita, a saber granate - sillimanita - microclino perfitico - piroxeno. Las muestras de Todasana igualmente puedan haber estado sometida a esta facies, más la avanzada anfíbolitización del piroxeno no permite asegurarlo. Las demás localidades metamórficas mencionadas probablemente hayan estado sometidas únicamente a la facies de la anfíbolita.

Lo anterior explica lo raro de la ocurrencia de sillimanita y de otros minerales de las facies de la anfíbolita o granulita, pero al mismo tiempo apoya las interpretaciones obtenidas a partir de otras consideraciones litológicas-petroológicas, de la existencia de zonas probablemente bastante amplias en el norte del país, con rocas que alcanzaron un metamorfismo de alto grado.

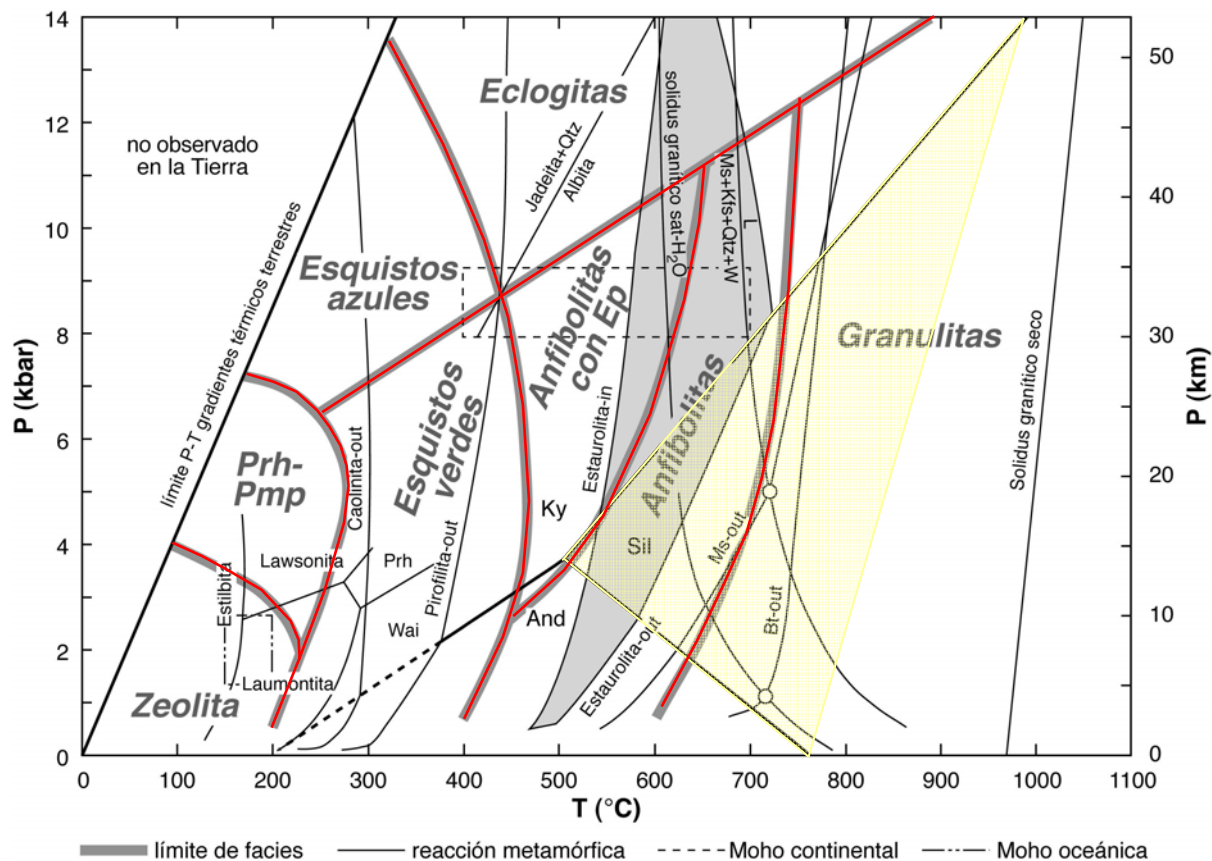


Fig. 1. Diagrama de facies metamórficas en el campo presión (P) vs. temperatura (T). Nótese el punto triple entre sillimanita (sil), andalusita (And) y cianita (Ky). Imagen tomada de <http://www.ugr.es/~jsoto/Image99.jpg>

EVOLUCIÓN DEL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA, VENEZUELA: SIGLOS XVI AL XXI (Geological knowledge evolution of the Cordillera de la Costa, Venezuela: Centuries XVI to XXI)

URBANI Franco

UCV. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica (330). Caracas & FUNVISIS. El Llanito, Caracas. Correo-e.: furbani@funvisis.gob.ve (Contribución parcial del proyecto GEODINOS)
(Presentación 102 p. en DVD anexo, carpeta 022)

Este trabajo consta de dos partes, en la primera se pasa revista al avance del conocimiento geológico en forma cronológica, desde las primeras exploraciones y explotaciones de oro por parte de los europeos en el siglo XVI, incluyendo el primer impreso de 1621 que refiere a las minas de cobre de Aroa, hasta la trascendental obra de Alejandro de Humboldt que inicia la geología como la conocemos hoy día. En el siglo XIX resalta el geólogo alemán Hermann Karsten que elabora el primer mapa geológico del país en su parte centro-oriental. Sigue el inglés G. P. Wall quien también publica un mapa y presenta la primera sección geológica, que va desde Puerto Cabello hasta Ortiz, quedando evidenciada la disposición de los diversos tipos de rocas en forma de franjas con dirección Este-Oeste. El geógrafo alemán Wilhelm Sievers elabora un mapa geológico con información tectónica. Ya en el siglo XX destacan los libros de geología de Venezuela de Alfredo Jahn de 1921 y de Ralph A. Liddle en 1928. Para 1937 son los pioneros venezolanos S. Aguerrevere y G. Zuloaga quienes inician la cartografía de la Cordillera acuñando una nomenclatura formal para las principales unidades geológicas, con nombres que se han venido utilizado hasta nuestros días. A partir de 1950 se emprende la cartografía geológica sistemática, primero a través de tesis doctorales de la Universidad de Princeton, continuado por los profesionales del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, dando una cobertura de casi el 60% de la Cordillera a escala 1:100.000. Desde 1942 hasta la fecha los profesores y estudiantes de geología de la UCV han hecho contribuciones fundamentales, tanto en la cartografía geológica de

miles de km², como a través de estudios detallados de problemas más específicos, hasta culminar con el “*Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa*” donde se integra la información existente de las más diversas fuentes, a través de 146 hojas geológicas a escala 1:25.000. Para el entendimiento de la geología de esta amplia región, fue de gran importancia el avance en la cartografía geológica de la Serranía del Litoral (obra mayormente de tesis de la UCV) y encontrar a todo lo largo de ella, la presencia de tres fajas totalmente distintas en cuanto a su litología, origen, significado y también edades. Con estos trabajos relativamente recientes las rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera se subdividen en seis napas mayores: Costera, Ávila, Caracas, Loma de Hierro, Caucagua-El Tinaco y Villa de Cura

En la segunda parte se analizan las distintas hipótesis del origen del Caribe, que por ende involucran a nuestra Cordillera, pasando desde los modelos estáticos de “continentes sumergidos”, a la teoría de los geosinclinales, el geotectógeno de H. Hess, pasando hasta la actual Tectónica de Placas. Dentro del ámbito de estas nuevas ideas globales hoy ya aceptadas, se discrimina entre las hipótesis de un origen relativamente local (e.g.: NAVARRO 1983), hasta las de origen Pacífico (e.g.: OSTOS 1992), con todos los detalles geológicos para Venezuela incluidos por J. PINDELL y colaboradores (1989, 2007) en su más reciente modelo. El autor de la ponencia prefiere un origen Pacífico, dado que con el conocimiento actual, es la familia de hipótesis que mejor explica la distribución de las unidades, su estructura, edades y significado geodinámico.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL GRUPO CARICHAPO, EN EL CINTURÓN DE ROCAS VERDES DE GUASIPATI-EL CALLAO, ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA
(Geochemical characterization of Carichapo Group, Guasipati-El Callao greenstone belt, Bolivar State, Venezuela)

VELÁSQUEZ Germán

UCV. Fac. Ciencias. Instituto de Ciencias de la Tierra. Caracas

(Presentación 33 p. en DVD anexo, carpeta 023)

El Grupo Carichapo, perteneciente al Supergrupo Pastora, se encuentra dentro del Cinturón de Rocas Verdes (CRV) de Guasipati – El Callao, en la Provincia de Pastora del Escudo de Guayana, estado Bolívar. Este estudio realizado a las rocas volcánicas del Grupo Carichapo, fue llevado a cabo en la parte norte del Cinturón de Rocas Verdes (CRV) de Guasipati-El Callao, en el estado Bolívar, mediante la utilización de elementos químicos mayoritarios y trazas, teniendo como objetivo fundamental el modelado del proceso de fusión parcial que dió origen a la secuencia de basaltos del Grupo Carichapo, con lo cual se persigue determinar la composición del líquido original, a partir del cual cristalizó la secuencia de basaltos (líquido parental), además de proponer, en base a las consideraciones geoquímicas, un ambiente de formación asociado para dichos basaltos.

De acuerdo con la composición mineralógica normativa, determinada a partir de los elementos químicos de roca total, según la norma CIPW, las lavas de la Formación Cicapra fueron clasificadas como basaltos ricos en olivino (12% en peso, promedio), mientras que las lavas de las formaciones Florinda (0,6% en peso de olivino, promedio) y El Callao (1,6% en peso de olivino, promedio) fueron clasificadas como basaltos (figuras 1A y 1B).

Las rocas estudiadas fueron caracterizadas químicamente como basaltos a basaltos andesíticos (figura 2A), con una tendencia química komatítica para los basaltos de la Formación Cicapra, komatítica a toleítica para los basaltos de la Formación Florinda y toleítica rica en hierro para los basaltos andesíticos de la Formación El Callao (figura 2B), resultados que concuerdan con la mineralogía normativa determinada.

En base a la caracterización química realizada a los basaltos del Grupo Carichapo, se ha podido determinar que no existen diferencias significativas entre las formaciones Florinda y El Callao, en cuanto a elementos químicos mayoritarios se refiere.

Del modelo de fusión parcial desarrollado para los basaltos estudiados, mediante el uso de concentraciones de elementos mayoritarios, se estableció que los basaltos de la Formación Cicapra pudieron haber sido generados a partir de una fusión parcial del manto superior, con una composición química similar a la del manto pirolítico, entre un 10% y 18%, mientras que los basaltos de la Formación Florinda pudieron haber sido generados a partir de una fusión parcial del manto superior, con una composición química similar a la del manto pirolítico, entre un 9% y 11%. En cuanto a los basaltos de la Formación El Callao, éstos pudieron haber sido generados a partir de una fusión parcial entre un 7% y 14%, siendo igualmente originado a partir de una fuente mantelar, con una composición química similar a la del manto pirolítico, como fue establecido por Velásquez y Tosiani (2007).

Referente al ambiente tectónico de formación (figura 3), se tiene que los basaltos de la Formación Cicapra pudieron haber sido originados en un ambiente de “plateau” oceánico, mientras que los basaltos de la Formación

Florinda muestran características químicas relacionadas con un ambiente de “plateau” oceánico mezcladas con características correspondientes a arcos de isla, comportamiento que también presentan los basaltos de la Formación El Callao (VELÁSQUEZ & TOSIANI 2007). El ambiente tectónico asociado para la Formación El Callao corresponde a un ambiente de “plateau” oceánico, generado a partir de una pluma mantelar (VELÁSQUEZ & TOSIANI 2007).

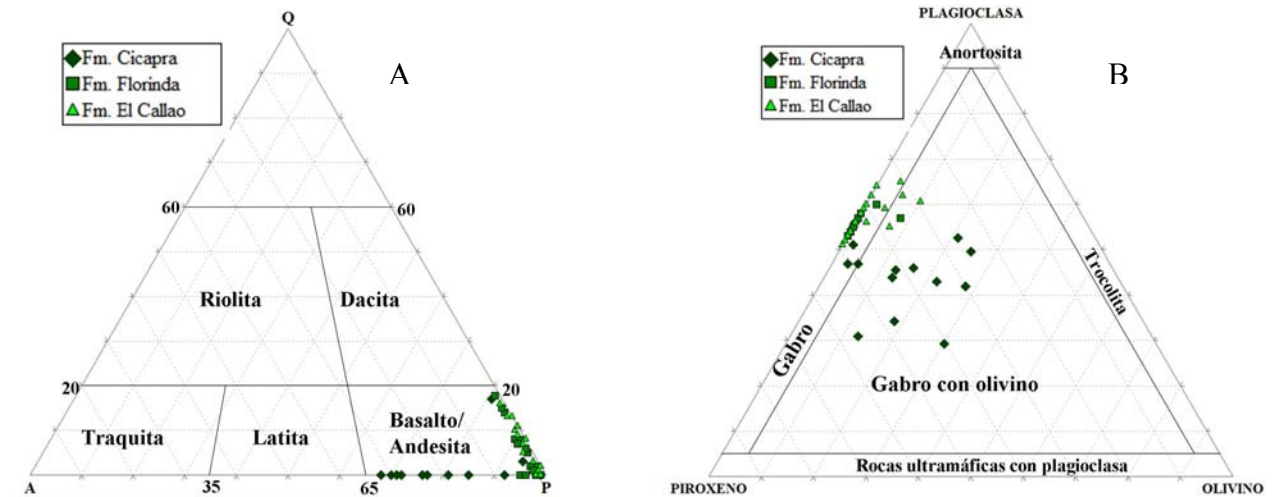


Figura 1A. Triángulo Q (cuarzo) - A (feldespatos alcalinos) - P (plagioclasa), para rocas volcánicas, mostrando la clasificación de las lavas del Grupo Carichapo como basaltos. Campos tomados de LE BASS & STRECKEISEN (1991).

Figura 1B. Triángulo de clasificación, en base a la composición mineralógica, para rocas máficas. Obsérvese la clasificación de las rocas pertenecientes a las formaciones del Grupo Carichapo, tomándose como equivalentes, en cuanto a composición mineralógica se refiere, el gabro y el basalto.

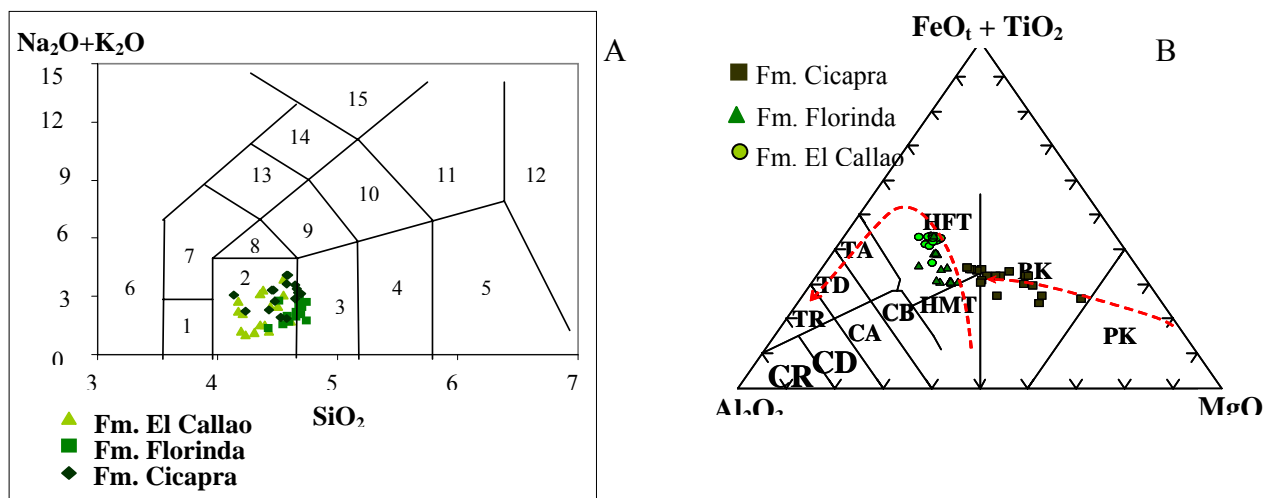


Figura 2A. Diagrama de sílice contra el total de los álcalis (TAS) para las rocas del Grupo Carichapo. Campos tomados de Le Bass y Streckeisen (1991). Campos de interés: (1) basalto picrítico, (2) basalto, (3) basalto andesítico, (4) andesita; para la definición de los demás campos ver LE BASS & STRECKEISEN (1991).

Figura 2B. Diagrama Jensen para los basaltos del Grupo Carichapo. Campos tomados de Menéndez (1994). Campos: (CR) Calco-alcalino-Riolita, (CD) Calco-alcalino-Dacita, (CA) Calco-alcalino-Andesita, (CB) Calco-alcalino-Basalto, (TR) Toleítico-Riolita, (TD) Toleítico-Dacita, (TA) Toleítico-Andesita, (HMT) basalto toleítico magnesiano, (HFT) basalto toleítico ferruginoso, (BK) basalto komatítico, (PK) peridotita komatítica.

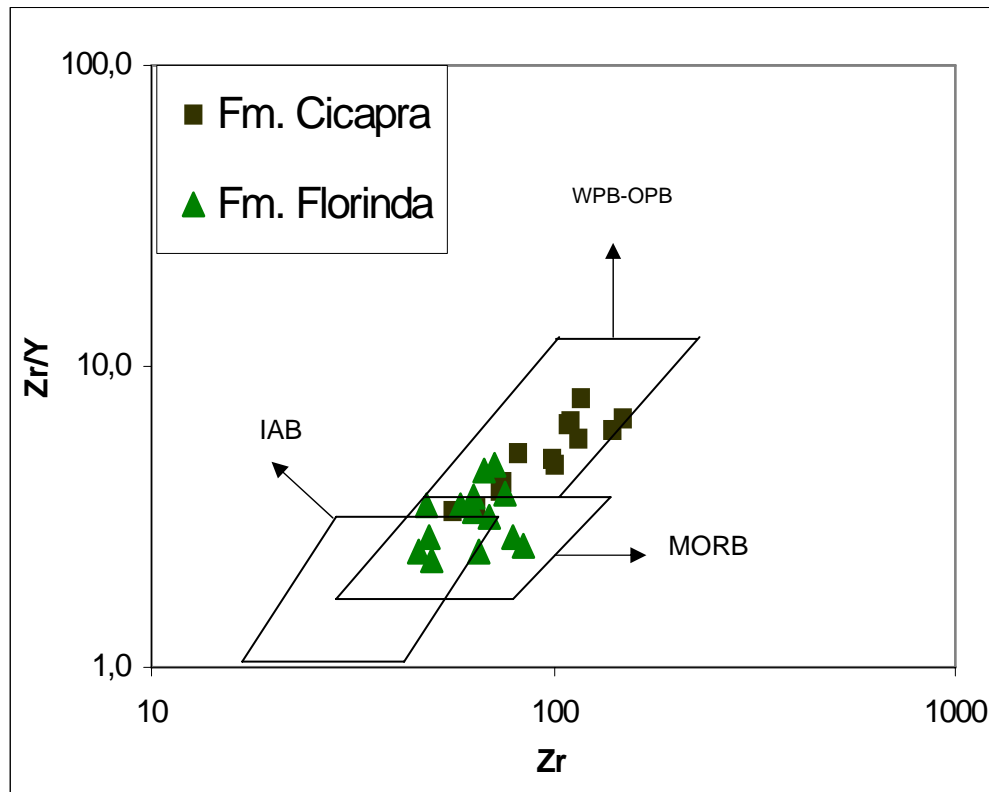


Figura 3. Diagrama de discriminación Zr (ppm) contra Zr/Y para los basaltos del Grupo Carichapo. Campos tomados de NAQVI et al. (2005).

PREPARACIÓN DE CRISTALES DE CIRCÓN Y OBTENCIÓN DE IMÁGENES POR MEB PARA DATACIÓN POR EL MÉTODO U-PB SHRIMP-RG EN ROCAS DE EL BAÚL, COJEDES, VENEZUELA (Zircon crystals preparation and SEM image obtention for U-Pb SHRIMP-RG dating in rocks of El Baúl massif, Cojedes, Venezuela)

VISCARRET Patxi¹, WRIGHT J.² & URBANI F.³

¹ULA. Escuela de Ingeniería Geológica, Grupo de Investigación de Ciencias de la Tierra – TERRA, Mérida. ²The University of Georgia, Dept. Geology, Athens, Georgia, USA. ³UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas & FUNVISIS. Caracas. Correo-e: patxi@ula.ve. (Contribución del proyecto GEODINOS)

El objetivo del trabajo fue el detallar el procedimiento que se llevo a cabo para la obtención de imágenes, a través del microscopio electrónico de barrido (MEB), de circones de rocas granitoides y volcánicas del macizo de El Baúl en el estado Cojedes, con la finalidad de datarlas por el método de U-Pb a través del equipo SHRIMP-RG.

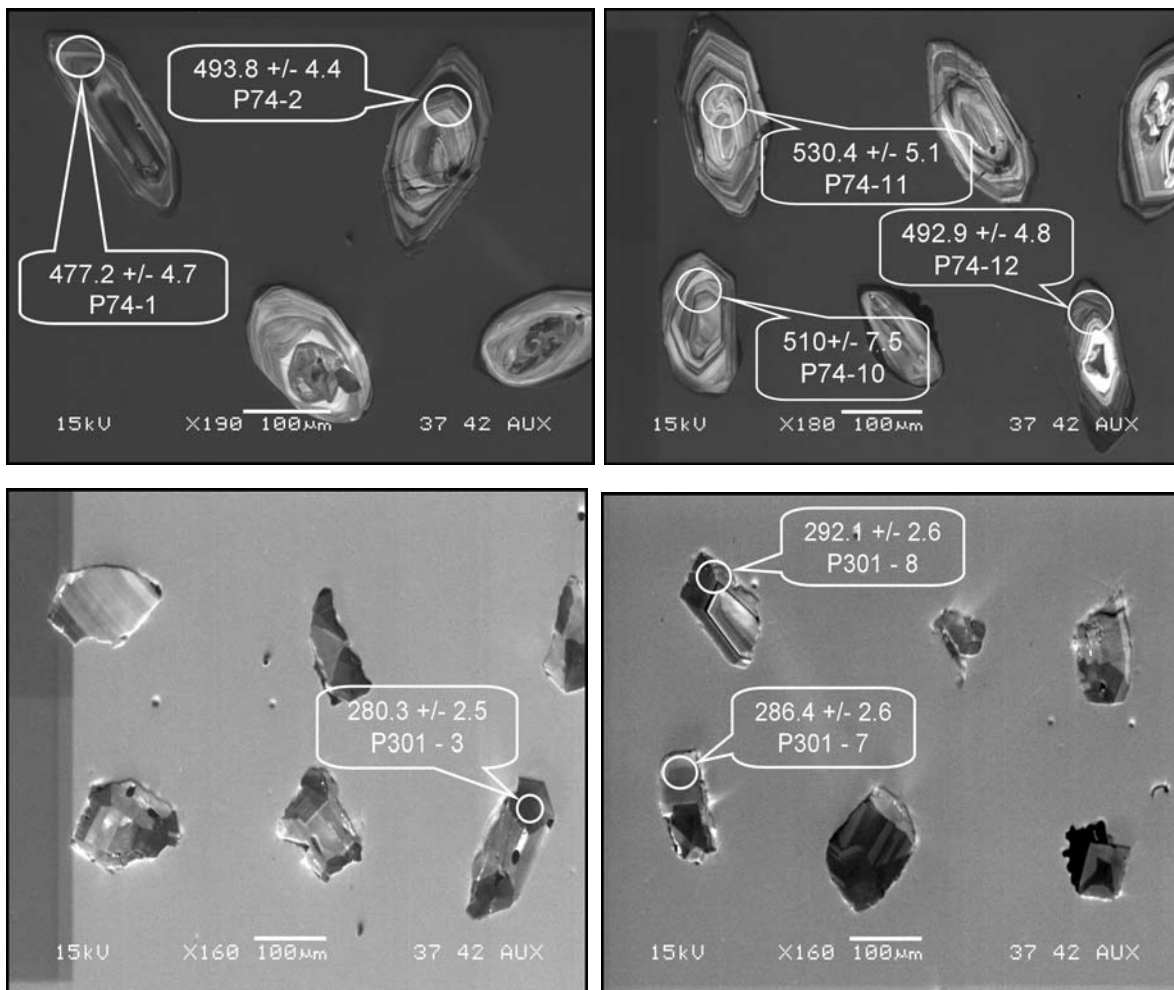
El macizo de El Baúl se ubica en, en las adyacencias de la población de El Baúl, al sur del estado Cojedes, a unos 120 km al SE de la población de Tinaco y unos 60 km al sur de la población de El Pao. Corresponde a una aislada zona montañosa muy disectada, de abrupto relieve y rodeada por los Llanos venezolanos. Las elevaciones siguen una dirección noroeste-sureste y abarca una superficie aproximada de 720 km². Este grupo de rocas emerge como un alto topográfico y estructural entre la cuenca sedimentaria Oriental de Venezuela y la de Barinas-Apure al suroeste. Allí se han cartografiado un conjunto de rocas variadas, desde granito hasta rocas metasedimentarias y volcánicas.

Este macizo esta compuesto por rocas plutónicas, volcánicas y metasedimentarias. Las rocas graníticas tienen granularidad variable y están agrupadas en tres unidades geológicas, a saber: Granito de Mogote, Granito de Mata Oscura y Granito de Piñero. La textura varia desde la primera unidad porfídica, con fenocristales de feldespato potásico, la segunda unidad de grano grueso medio y la tercera unidad de grano fino. La mineralogía de estas unidades consiste en cristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), ortosa, biotita y en menor proporción titanita, hornblenda y sericita, esta ultima producto de alteración. Las rocas volcánicas poseen dos unidades geológicas, a

saber: Asociación Latítica El Peñón y Asociación Riolítica Teresén y la litología varia desde riolita hasta latita, incluyendo toba riolítica, de ceniza, arenisca tobacea y brecha de flujo. Las rocas metasedimentarias tienen dos unidades geológicas: Metapelita de Cerrajón y Cuarcita de Cañaote. La litología varia desde metalimolita intercalada con filita gris y cuarcita, hasta metalimolita cuarcítica micacea con lentes de metarenisca arcósica de grano grueso y de conglomerado.

La separación de circón es requerida para la datación U-Pb, así como el producto de varias etapas de procesamientos, algunos de los cuales se basan en la alta gravedad específica del circón y su baja susceptibilidad magnética. El éxito al usar el método U-Pb en circón, requiere el desarrollo de procedimientos meticulosos de laboratorio para la separación de los circones y posterior análisis por espectrometría de masas.

El proceso de separación incluyó la trituración y pulverización de las muestras, la separación de minerales muy finos y densos de minerales pesados en mesa tipo Gemini, separación de circón del resto de minerales pesados con diodo metano, separación isodinámica y la selección manual de los circones. El proceso de montaje incluyó la preparación de probetas de epoxi contentivas de los circones seleccionados, intercalados con circones CZ3 estándar [$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = 0,09143$ (564 Ma), 550 ppm ^{238}U], las cuales fueron pulidas y recubiertas con ~ 10 nm Au de gran pureza. De esta manera la probeta contentiva de los circones estaria lista para ser inducida por el equipo SHRIMP-RG con el que se obtubieron las adades.



Imágenes SEM de circones de la muestra P-74 del Granito de Mogote (arriba) y P-301 de la Riolita de La Segoviera (abajo). Los microanálisis fueron tomados en las áreas marcadas con los círculos.

Se colectaron y procesaron siete muestras de las cuales, sólo en cinco muestras, la extracción de circón y datación se realizó exitosamente. Los circones provinieron de muestras del Granito de Mogote, Granito de Mata Oscura,

Granito de Piñero, Riolita de Corcovado (Asociación Riolítica Teresén) y Riolita de La Segoviera (Asociación Latítica El Peñón).

Las imágenes obtenidas a través del microscopio electrónico de barrido JEOL 5600LV, del Centro de Microanálisis de la Universidad de Stanford, en California fueron requeridas ya que se debió seleccionar manualmente cada grano de circón en el equipo SHRIMP-RG y comparado con estas imágenes de tal manera de poder realizar una buena ubicación del área seleccionada dentro de cada grano de circón.

De las imágenes obtenidas se pudo observar que la muestra de las rocas granitoides contiene una población homogénea de granos euhedrales a subhedrales que van desde 200 a 300 μ m de longitud en el caso del Granito de Mogote y de 80 a 200 μ m de longitud para el Granito de Mata Oscura y Granito de Piñero, prismáticos transparentes a subtransparentes, de incoloro a ligeramente rosa, con terminación piramidal, presentando una clara estructura interna de zonación oscilatoria regular típica de circones magmáticos que en algunos casos presentan núcleo irregular sin una buena definición de circón heredado.

Las muestras de las rocas volcánicas se caracterizaron por poseer una población homogénea de cortos cristales de circón prismático, entre 70 y 110 μ m de longitud, subhedral a anhedral y en algunos casos con terminación piramidal. La mayoría de los cristales son ligeramente marrones, prismáticos y transparentes a sub transparentes y exhiben estructura interna con zonación oscilatoria incipiente similar a los típicos circones magmáticos.