

I JORNADAS VENEZOLANAS DE GEOLOGÍA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

UCV. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 25 y 26 de Noviembre 2005

N°	Carpt	<i>Conferencias</i>	Pág.
1	1	GRANDE Sebastián. Petrogénesis de los arcos volcánicos: nuevas evidencias geoquímicas e isotópicas y modelos propuestos.	2
2	2	GRANDE Sebastián. Ciclos tectónicos en la Cordillera de La Costa.	4
		<i>Ponencias orales</i>	
3	3	AGUILAR I. "Quimiestratigrafía" de una sección del Esquisto de Tacagua, Uriá, edo. Vargas.	6
4	4	ALEZONES R., FALCÓN C., GUILLÉN W., MEDINA D., MUÑOZ P., RODRÍGUEZ H. & VÁSQUEZ D. Atlas geológico del Ávila, Caracas.	8
5	5	ALEZONES R., AGUILAR I., CARABALLO E. & URBINA L. Atlas petrográfico ígneo-metamórfico-sedimentario del norte de Venezuela.	9
6	6	ALVARADO A. Integración geológica de la península de Araya, estado Sucre.	11
7	7	CAMPOSANO L., URBANI F. & CONTRERAS O. Petrografía y geoquímica de rocas ígneas halladas en Isla de Aves, noreste de Venezuela.	13
8	8	CAMPOSANO L., URBANI F., VISCARRET P., FOURNIER H. & BARITTO I. Rocas volcánicas de la zona de Sanare, estado Falcón.	15
9	9	CARABALLO E. Mineralogía y geoquímica de diversas unidades de mármol de la Serranía del Litoral, Cordillera de la Costa.	17
10	10	CONTRERAS O. Algunas propuestas para el Complejo de El Tinaco.	19
11		DÍAZ QUINTERO A. La otra cara de las rocas metamórficas en el área de Caracas.	20
12	11	GRANDE S. Las kimberlitas de Guaniamo.	21
13		GRANDE S. Rocas ígneas de la península de Paraguaná.	23
14	12	GRANDE S. Rocas volcánicas de Falcón central: caracterización geoquímica y tectónica, modelos propuestos.	25
15	13	IZTÚRIZ A. T. & GRANDE S. Datación geocronológica de la trondhjemitita presente en el cerro Pariapán, estado Guárico.	28
16	14	MENDI D. & RODRÍGUEZ E. Integración geológica de la península de Paraguaná, estado Falcón.	29
17	15	MENDI D., CAMPOSANO L. & BAQUERO M. Petrografía de rocas del basamento de la Ensenada de la Vela, Falcón. Notas de avance.	32
18	16	PASQUALI J., SIFONTES R., YANES C., HERRERA M., JIMÉNEZ Y & PÉREZ N. Potencial minero de la cuenca del río Aro, estado Bolívar, Venezuela.	34
19	17	PÉREZ L. & URBANI F. Mejoramiento de la cartografía de rocas metamórficas de la hoja 6947, Cordillera de la Costa-Venezuela, basado en la aplicación de sistemas de información geográfica y teledetección espacial.	36
20	18	REKOWSKI F. & RIVAS L. Integración geológica de la isla de Margarita, estado Nueva Esparta.	37
21	19	RIVAS F. & LINARES J. Estudio geológico de superficie de la Formación Palmarito al norte de la ciudad de Mérida, entre las localidades de San Benito (Vuelta de Lola) y Ejido.	39
22	20	URBANI F. Nomenclatura y síntesis de las unidades ígneo-metamórficas de la Cordillera de la Costa.	41
23	21	URBANI F., CAMPOSANO L. & GRANDE S. Todasana: una enigmática unidad ígnea de la Cordillera de la Costa.	43
24	22	URBANI F., CAMPOSANO L., & SZCZERBAN E. Las rocas ígneas y metamórficas de la sección Guarenta – El Manteco, estado Bolívar, Venezuela.	45
25	23	VELÁSQUEZ G. & TOSSIANI T. Modelo de fusión para los basaltos de la Formación El Callao.	47
26	24	VISCARRET P. & URBANI F. Algunos aspectos de la geología de la región de El Baúl, estado Cojedes.	49
27	25	VISCARRET P., LAFFAILLE J. & GUERRERO O. Caracterización geológica y petrográfica de rocas del Parque Nacional Sierra Nevada. Mérida.	51
28	26	WRIGHT J. & WILD S. Aruba and Curaçao: remnants of a collided pacific oceanic plateau ? Initial geological results of the Bolívar project.	53

PETROGÉNESIS DE LOS ARCOS VOLCÁNICOS: NUEVAS EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS E ISOTÓPICAS Y MODELOS PROPUESTOS.

(Volcanic Arc Petrogenesis: New Geochemical and Isotopic Evidences and Proposed Models)

GRANDE Sebastián

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

Email: grande52@cantv.net.

(Presentación de 48 láminas en CD anexo, carpeta 1. *Presentation of 48 slides in enclosed CD, file 1*)

Durante los últimos 15 años se ha llegado a tener un conocimiento mucho más profundo acerca del complejo proceso de petrogénesis de los arcos magmáticos originados en las zonas de subducción. Los modelos actualmente aceptados, si bien tienen algunos detractores, son muy superiores a todos los propuestos anteriormente, pues se basan en sólidas evidencias geoquímicas e isotópicas, además de datos experimentales en laboratorios hiperbáricos. Son modelos muy flexibles que permiten además la actuación conjunta de varios mecanismos de diferenciación magmática, a parte del común fraccionamiento gravitacional, como contaminación cortical, hibridización, mezcla magmática y la influencia de material sedimentario oceánico. El régimen termal aceptado actualmente en la litosfera subducida y la cuña mantelar suprayacente no permite la fusión de las metabasitas oceánicas debido a que se produce una fuerte depresión de las isothermas y la temperatura en la supuesta zona de origen del magma no sobrepasa los 750° C, siendo insuficiente para fundir rocas máficas, aun en presencia de abundante H₂O. La magnitud de esta depresión termal depende de varios factores, como la edad y el espesor de la placa subducida, el ángulo y la velocidad de subducción. Para una placa litosférica vieja y fría, que subduce a un ángulo entre 40-60° y a velocidades entre 6-9 cm/año, caso común en los arcos situados en el oeste del Pacífico, dicha depresión es considerable. Otro problema petrogenético lo representan las rocas fuentes de los fluidos magmáticos generados, que en orden de importancia y factibilidad serían las siguientes: 1. Corteza oceánica basáltico-gabroide metasomatizada o metamorfozada a las facies esquistos verdes y anfibolita + sedimentos marinos y de ante-arco subducidos y metamorfozados + agua marina intersticial; 2. Cuña mantelar debajo del arco volcánico; 3. Corteza y litosfera del arco volcánico; 4. Manto litosférico de la placa subducida; 5. Astenosfera por debajo de la placa subducida

Los nuevos modelos propuestos por WINTERS (2003) invocan los siguientes mecanismos generales para la petrogénesis de los arcos volcánicos:

1. La subducción de la placa litosférica lleva a la corteza oceánica y parte de su cobertura sedimentaria a grandes profundidades dentro del manto (>100 km), donde sufren metamorfismo de muy alta P, siendo liberados fluidos acuosos calientes, dejando un residuo prácticamente anhidro de eclogita.

2. Estos fluidos tienen una huella geoquímica muy diagnóstica: altos LIL y LREE; bajos HFS.

3. También tienen la huella del conjunto corteza anfibolitizada + sedimentos marinos: alta ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr; baja ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd; además si los sedimentos subducidos son jóvenes pueden contribuir ¹⁰Be cosmogénico a estos fluidos.

4. Estos fluidos serían capaces de metasomatizar la cuña mantelar suprayacente a la placa subducida, enriqueciéndola en LIL, LREE, B, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, y posiblemente ¹⁰Be, disminuyendo la relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd del manto alterado.

5. La adición de estos fluidos a la cuña mantelar, que se halla por encima de la zona de máxima de depresión termal, deprime considerablemente el solidus de la peridotita (unos 500° C, al menos) de la cuña mantelar suprayacente a la placa subducida, permitiendo la fusión parcial del manto metasomatizado a temperaturas entre 1.100-1.200° C, para generar magmas basálticos hidratados calco-alcalinos BCA que ascienden hacia la superficie del arco, manteniendo todas las huellas geoquímicas e isotópicas descritas.

6. Es probable que exista un contraflujo mantelar debajo del arco que favorezca aun más la fusión parcial de la cuña de manto metasomatizado.

En los arcos volcánicos los magmas BCA pueden generarse mediante dos mecanismos distintos:

1. Por ascenso diapírico y descompresión adiabática de la peridotita hidratada (metasomatizada);
2. Por fusión parcial a profundidad de la peridotita hidratada.

A niveles someros (corticales) el basalto forma cámaras magmáticas donde puede que:

1. Sea eruptado directamente a la superficie: como flujos y conos cineríticos máficos.
2. Forme cámaras magmáticas profundas: donde sufra una fuerte diferenciación, con extenso fraccionamiento, mezcla magmática y contaminación cortical, que generará los magmas más félsicos de las series calco-alcalinas (dacitas y riolitas), causantes de las erupciones más violentas, con nubes piroclásticas y flujos de cenizas.

La petrogénesis de los arcos continentales o márgenes activos procede de modo bastante similar, pero con algunas notables diferencias, puesto que se tiene una corteza continental más gruesa y heterogénea previa a la subducción (generalmente transicional y cubierta por un grueso prisma de margen pasivo), que complica aun más la situación:

1. Al igual que en los arcos insulares el magma primario generado es el BCA, pero a diferencia de los arcos insulares, donde el magmatismo basáltico es muy predominante, en los márgenes activos muy pocos magmas máficos logran alcanzar la superficie y si lo logran estarán fuertemente contaminados, constituyendo series shoshoníticas ricas en K.

2. A esas grandes profundidades (50-70 km) en la base de la corteza continental el peso específico del magma basáltico (3,1) es algo superior al de las rocas continentales (2,9), de modo que ellas actúan como un filtro de densidad, que aunado a su grosor, impide el ascenso masivo del magma basáltico a la superficie.

3. En vez, los basaltos son represados al nivel del MOHO subcontinental, formando grandes acumulaciones magmáticas que aumentan la temperatura en la base de la corteza, donde podrá ocurrir la anatexis de las rocas continentales.

4. Complejos procesos de diferenciación, mezcla magmática, asimilación de rocas corticales y hasta fusión zonal, generan magmas intermedios, que se emplazan como stocks o pequeños batolitos tonalíticos y granodioríticos, o prosiguen su fraccionamiento hacia diferenciados graníticos más félsicos, para finalmente ser eruptados formando estratovolcanes, domos y extensos flujos piroclásticos riolíticos.

5. Debido al gran espesor de la litosfera continental es poco probable que exista un flujo mantelar debajo del arco, como ocurre en los arcos de islas volcánicas, sobre todo cuando la subducción es de ángulo bajo.

Los magmas basálticos hidratados BCA en los márgenes activos se generan mediante los mismos mecanismos antes descritos, pero a niveles someros (corticales) el basalto puede:

A) Formar cámaras magmáticas someras: donde puede suceder que sea eruptado directamente a la superficie como tal, o sufra fraccionamiento, mezcla magmática y/o contaminación cortical, generando los magmas más félsicos de las series calco-alcalinas, las riolitas, que producen erupciones violentas con emisión de nubes piroclásticas;

B) Quedar represado al nivel del MOHO subcontinental, donde su alta temperatura ($> 1.100^{\circ}\text{C}$) provocará la anatexis de la corteza inferior, generando magmas félsicos que se mezclarán con el basalto generando las abundantes lavas intermedias a félsicas que caracterizan a las series calco-alcalinas continentales.

C) Una parte de estos magmas será emplazada a profundidad y cristalizará lentamente, generando enormes batolitos “graníticos” (realmente de tonalíticos a cuarzo monzoníticos, los verdaderos granitos son escasos).

Los modelos anteriores (RINGWOOD 1976) estimaban que la alteración de la cuña mantelar se debía a la reacción entre un magma silíceo producido por la fusión de la eclogita oceánica, que no podría nunca ascender a la superficie sin reaccionar primero con el abundante olivino mantelar, para generar un manto híbrido de piroxena granatífera, que luego por ascenso adiabático generaría magma calco-alcalino. Los nuevos modelos proponen que la alteración que se produce en la cuña mantelar es meramente *metasomática* y no magmática: hidratación y silicificación, con apreciable metasomatismo alcalino y posible carbonatación.

Sin embargo toda regla tiene su excepción: los magmas adakíticos (andesitas de alto MgO), que sí parecen provenir de la fusión parcial directa de la corteza subducida, hecho que sólo parece ocurrir cuando la placa subducida es una litosfera oceánica muy joven y caliente, o es subducida la propia dorsal que la originó; De esta manera se minimiza la depresión termal de la subducción y es posible alcanzar temperaturas altas en la zona de Benioff capaces de fundir directamente a la corteza oceánica eclogitizada, al menos temporalmente; también la subducción de una dorsal asísmica o traza de punto caliente puede lograr una disminución en el ángulo de subducción que descomprime la corteza oceánica subducida, generando magma adakítico, como ocurre en ciertos volcanes de los Andes de Ecuador a Chile. A diferencia del magma dacítico, sobresaturado en sílice, que propuso Ringwood en su modelo, el magma adakítico es un magma subsaturado porque contiene fenocristales de olivino; por ello puede atravesar el manto sin reaccionar con él y ser eruptado como lava adakítica en la superficie. Claro, estos magmas son raros, episódicos y volumétricamente poco relevantes frente a los enormes volúmenes de magmas C-A y Th eruptados en los arcos volcánicos.

Se concluye que:

- A pesar de lo que proponían los antiguos modelos petrogenéticos acerca del origen de las lavas C-A de los arcos volcánicos, ellas no parecen haber sido generadas por la fusión parcial de corteza oceánica subducida, aunque es innegable que tanto la corteza subducida como su cobertura sedimentaria sí parecen haber contribuido materiales a la fuente del magma, que es casi exclusivamente la cuña mantelar suprayacente.

- La diferencia entre la etapa de arco inmaduro (tholeítico) y de arco maduro (calco-alcalino) se debe a la diferente profundidad, presión y temperatura a la que ocurre la deshidratación de la corteza oceánica subducida y la fusión parcial del manto metasomatizado que crea, según el caso, condiciones relativamente reductoras u oxidantes que

generan dos series *aparentemente* distintas, pero estrechamente relacionadas. Debido a esto las tholeítas de arco volcánico IAT son magmas algo hidratados comparados con las tholeítas MORB.

- Durante la deshidratación metamórfica de la corteza subducida se liberan, además de fluidos acuosos, cantidades de CO₂, de álcalis y otros elementos solubles, entre ellos LIL y LREE, B, F, P, y de metales económicamente importantes como Cu, Pb, Zn, Ag, Au, etc., presentes en depósitos vulcanogénicos, hidrogénicos o metasomáticos en la corteza oceánica, o como trazas en los minerales de la anfibolita subducida. Toda esa concentración de metales será luego incorporada a la cuña mantelar que generará los magmas calco-alcalinios. De ahí la tan abundante metalogénesis que caracteriza a los arcos volcánicos maduros y los márgenes activos.

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

GRANDE Sebastián

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

Email: grande52@cantv.net.

(Presentación de 39 láminas en CD anexo, carpeta 2. *Presentation of 39 slides in enclosed CD, file 2*)

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-trinchera 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 de precámbricas a paleozoicas.

Al menos siete 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:

1. Ciclo Arqueano (2700 Ma?): posiblemente representado por rocas diorítico-trondhjemiticas del Complejo de El Tinaco, en la facies de la anfibolita, y quizás por complejos migmatíticos como el de Todasana-Cabo Codera.

2. Ciclo Proterozoico medio: representado por las rocas del Augengneis de Peña de Mora, que arrojaban una isócrona de Rb-Sr en roca total de 1560 Ma, pero que nuevas determinaciones U-Pb aumentaron a 1800 Ma, relacionándolas con la orogénesis Transamazónica reconocida en el NW y SE del Escudo de Guayana.

3. Ciclo Proterozoico tardío: representado por las anortositas del Complejo de Yumare, de afinidad posiblemente grenvilliana (1300-1100 Ma).

4. Ciclo Brasiliano-Panafricano: representado por granitos de edad Cámbrico a Neoproterozoico, como el Granito de Guaremal, con una nueva edad U-Pb en circón de 550 Ma y otros granitos en el sur de los Andes de Mérida.

5. Ciclo Ouachita o Apalachiano-Caledoniano: representado por el Gneis de Cabriales, con una edad de 270 Ma, el Granito de El Amparo, el Gneis de Sebastopol y cinturones metamórficos de grado medio, en la facies de la anfibolita almandínica, conteniendo sillimanita.

6. Ciclo Caracas: representado por los metasedimentos marinos del margen pasivo Jurásico-Cretácico desarrollado al norte de Sudamérica.

7. Ciclo Caribeño: representado por rocas de afinidad oceánica, metamorfizadas a alta P/T, incluyendo filitas grafitosas, esquistos y anfibolitas glaucofánicas, metabasaltos de afinidad MORB, eclogitas y serpentinitas, considerados todos como fragmentos obducidos de la Placa del Caribe y del prisma de acreción de Barbados, todas ellas de edad Cretácico medio a tardío; también por rocas del propio arco de Grenada emplazadas tectónicamente en la cordillera, como las Volcánicas de Tiara y el Complejo de Villa de Cura, entre otras.

Todas estas unidades son aloctonas y afloran en distintas localidades de la Cordillera, a veces en zonas muy restringidas y limitadas. Esta inmensa variedad litológica, que incluye además varias facies y grados metamórficos, ha sido el producto de numerosos ciclos tectónicos superpuestos, en respuesta a los patrones de movimiento de las placas Americana, Euroasiática y Africana desde hace al menos 2.000 Ma. Considerando como un basamento precámbrico antiguo los dos primeros ciclos reconocidos, el tercero, perteneciente a la Orogénesis Grenvilliana, corresponde al cierre de un antiguo proto-Atlántico, ocurrido hace 1.000 Ma, que generó al supercontinente proterozoico de Rodinia y al inmenso orógeno Grenvilliano, posiblemente el mayor cinturón orogénico formado en toda la historia terrestre.

El ciclo Brasiliano-Panafricano, de edad Neoproterozoico es el peor definido de todos, hasta ahora rocas con estas edades solo son el Granito de Guaremal y algunos granitos ubicados en la zona del río Caparo, al sur de los Andes de Mérida. Si se considera que el Granito de Guaremal es intrusivo en las rocas del Complejo de San Julián, entonces dicho Complejo sería de edad al menos Neoproterozoico, o más antiguo, pudiendo pertenecer a la Orogénesis Grenvilliana, es decir, posiblemente es también un fragmento de Rodinia.

El ciclo Ouachita-Apalachiano-Caledoniano representa el final de un largo ciclo de Wilson, donde los fragmentos continentales separados de Rodinia se volvieron a aglutinar para formar la más conocida Pangea jurásica. La colisión de Laurasia con Gondwana creó un orógeno transcontinental similar al Grenvilliano, que iba desde Nueva Zemble a Escandinavia, a Groenlandia, a los Altos Escoceses, a los Apalaches, a los Ouachitas, al norte de Sudamérica, caracterizado por cinturones metamórficos de grado medio, en la facies de la anfibolita almandínica. Partes de este gran cinturón afloran en el Complejo Iglesias, en los Andes de Mérida, y rocas con estas características, conteniendo apreciables proporciones de sillimanita, han sido localizadas en varios lugares de la cordillera de la Costa, incluyendo La Entrada, al norte de Valencia y la quebrada Camurí Chico, en Naiquatá (Angulo y Jurado, 2003). Este orógeno también incluye plutones graníticos anatéticos o sus equivalentes metamorfizados, como los granitos de El Amparo, al norte de Paraguaná, y el Gneis de Cabriales, al norte de Valencia.

La orogénesis Ouachita no deja de ser misteriosa. En esta Cordillera, situada en la parte sur de Estados Unidos, solo afloran sedimentos marinos de someros a muy profundos (incluyendo novaculitas), sobrecorridos y deformados, pero no metamorfizados, y existe una notoria escasez de rocas ígneas. Es evidente que el Orógeno Ouachita fue el antepaís de un cinturón colisional que se formó por el choque de dos bloques continentales, es decir, Norteamérica y Sudamérica - ésta última era parte de Gondwana todavía. Si esta colisión fue el cierre final de un océano tuvo que haber un arco continental en el norte de Sudamérica, posiblemente las rocas graníticas de edades entre 260-320 Ma aflorantes en la Cordillera representen las raíces profundas exhumadas de ese antiguo arco, en parte soterrado debajo de Yucatán.

La separación de Pangea originó el actual océano Atlántico, pero en la zona 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 el norte de Sudamérica. En este margen pasivo se depositó un grueso prisma miogeoclinal, constituido por sedimentos marinos de someros a profundos que fueron metamorfizados a la facies de esquistos verdes durante la colisión del arco de Grenada con el norte de Sudamérica. Estas rocas se agrupan en la Asociación Metasedimentaria Caracas (AMC), que incluye rocas metapelíticas, metapsamíticas y mármoles. El basamento sobre el cual se depositó esta Asociación estaba constituido por rocas pertenecientes a todos los ciclos anteriores, desde el Arqueano (¿?) al Ouachita, agrupadas en la Asociación Metamórfica Ávila (AMA).

El último ciclo generador de Cordillera de la Costa es el Ciclo Caribeño. La colisión rasante, bajo un régimen transpresivo, de ese inmenso elemento morfotectónico formado por el prisma de acreción de Barbados, con más de 40 km de espesor y quizás 200-300 km de ancho, y el arco volcánico del Grenada, con al menos 25 km de espesor y 80 km de ancho y la propia placa del Caribe, con su meseta submarina, actuó como un arado gigantesco que literalmente excavó el margen pasivo donde se estaban depositando los sedimentos de la AMC y produjo un caótico emplazamiento de fragmentos y bloques continentales antiguos, del arco de Grenada, del prisma de acreción de Barbados y de la litosfera del Caribe. Se ha agrupado a todas las rocas de afinidad oceánica o de arco volcánico en la Asociación Metamórfica la Costa (AML). La melange tectónica generada constituye un terreno caótico, donde es posible hallar rocas de las AMC, AMA y AML, de ultramáficas a pegmatitas, desde mármoles a anfibolitas, desde eclogitas a gneis granítico. No solo, sino que estas rocas representan todos los ciclos anteriormente descritos y tienen un rango de edad desde Precámbrico a Cretácico. Las de la AMA sufrieron los efectos del metamorfismo de bajo grado y adquirieron una nueva foliación y mineralogía, preservando algunos minerales reliquia de ciclos anteriores, como la sillimanita presente en rocas del Complejo de San Julián (AMA); las de la AML preservaron onfacita y glaucofano en las metamafitas.

Aunque 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 Caribeño, 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, asociaciones minerales metamórficas y texturas reliquias. El principal problema que estos estudios de reconstrucción tectónica han tenido es la carencia de datos geocronológicos confiables. Las edades K-Ar en biotita de varias rocas de la Cordillera arrojan valores entre 30-33 Ma, que corresponden al levantamiento transpresivo de la Cordillera, ocurrido unos 50 Ma después de la colisión oblicua arco-continente. Las edades Rb-Sr en biotita y roca total arrojan edades de 80-90 Ma, que corresponden al metamorfismo de bajo grado causado por dicha colisión. Pero las edades que permiten identificar los ciclos antiguos no son éstas, deberían ser al menos edades Rb-Sr en isócronas de roca total, o mejor aun si son U-Pb o Sm-Nd, u otro

método más moderno. Incluso las isócronas de Rb-Sr en roca total pueden dar edades de cristalización erróneas, debido a que la homogenización isotópica del Sr radiogénico no fue completa, de modo que la edad aparente obtenida es intermedia entre la verdadera edad de cristalización y la del último evento metamórfico. Por ejemplo, en el mismo Granito de Guaremal la isócrona Rb-Sr arrojó una edad de 404 Ma, empero nuevas y recientes determinaciones por U-Pb en circones aumentaron su edad a 550 Ma colocándolo en el Neoproterozoico, es decir, ligado a un evento magmático del Ciclo Panafricano. Se debe recordar que Sudamérica hasta hace 180 Ma nunca fue un bloque 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 también a la del sur de Norteamérica, cuando menos.

Otras rocas sin edad conocida se han relacionado con ciclos antiguos por simple correlación litológica. La existencia de anortositas titaníferas en el Complejo de Yumare indica que se trata de un bloque de edad grenvilliana, pues el “evento anortosítico”, de extensión mundial, aparentemente se originó en una vasta cadena de rifts continentales que comenzaron a separar a Rodinia, generando los bloques que más tarde irían a integrar a la más conocida Pangea. Lo mismo puede decirse con las rocas que presuntamente pueden pertenecer a ciclos Proterozoicos o hasta Arqueanos, no existen edades confiables, solo algunas determinaciones K-Ar en biotita. La asociación de metadioritas-metatonalitas-metatrondhjemitas que se halla en el Complejo El Tinaco y la Cordillera de la Costa sugiere una similitud con rocas arqueanas del Escudo de Guayana, similares posiblemente al Complejo de Supamo. Igualmente las rocas del Complejo Migmatítico de Todasana-Cabo Codera pudieran asociarse a migmatitas del mismo Complejo de Supamo, o quizás a rocas similares del ciclo Apalachiano aflorantes en Groenlandia, o del ciclo Brasileño-Panafricano.

“QUIMIESTRATIGRAFÍA” DE UNA SECCIÓN DEL ESQUISTO TACAGUA, URÍA, EDO. VARGAS (*)
(“Chemostratigraphy” of a section of the Tacagua Schist, Uria, Vargas State, Venezuela)

AGUILAR I.

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

Email: iliagui@yahoo.es

Tutor: Franco URBANI. UCV y FUNVISIS. Caracas.

(*) *Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).*

(Presentación de 16 láminas en CD anexo, carpeta 3. Presentation of 16 slides in enclosed CD, file 3)

En la quebrada Carmen de Uria, estado Vargas aflora una sección del Esquisto Tacagua, unidad metasedimentaria constituida por la intercalación de esquisto grafitoso, metatoba (esquisto actinolítico-epidótico) y zonas carbonáticas y ricas en cuarzo.

En dicha sección se estudiaron 60 muestras recolectadas previamente por R. OLLARVES, M. NOGUERA, J. C. SUÁREZ, A. CASTILLO y L. MELO; los análisis de componentes mayoritarios fueron determinados por A. LOZANO, F. CHENG y D. PRIETO (por fluorescencia de rayos X por dispersión de energía con fuente de tubo de Rh) y los análisis de elementos traza hechos por G. PRADA y A. BARRIOS (por fluorescencia de rayos X por dispersión de energía con fuente radioactiva). Las muestras fueron analizadas adicionalmente por la autora por espectrometría de rayos gamma y caracterizados de acuerdo a la carta de color MUNSELL.

Los cambios litológicos existentes en la sección aflorante se registraron en una columna y en función de ello se definieron unidades que fueron denominadas “visuales” o de campo. A partir de los análisis químicos de las muestras se realizaron perfiles correspondientes a los componentes mayoritarios (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO, MgO, CaO, Fe₂O₃, K₂O), elementos traza (V, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Ba, Ge, Zr, Sr, Rb, Zn, Ni), isótopos radiactivos (²¹⁴Bi, ²¹²Bi, ⁴⁰K, ²⁰⁸Tl) y el código RGB de la tabla de color MUNSELL. Con estas variables se construyeron perfiles verticales, tanto con los valores de las concentraciones obtenidas (Tabla 1), como con promedios móviles de tres celdas que permite generar una curva mas suavizada con máximos y mínimos que se traducen de la respuesta química y/o radiométrica de la composición de las muestras.

Con los datos numéricos se realizaron dendrogramas (constreñidos al orden de las muestras) y a partir de las agrupaciones obtenidas, se establecieron paquetes con el objeto de verificar el grado de acierto contra las unidades visuales determinadas en el campo.

Probablemente la observación más significativa corresponden a los elementos traza V, Co, Cr, Cu y Ni (Tabla 1), quienes tienen una clara correspondencia con los cambios relativos en la abundancia de los niveles grafitosos de la

columna y deben estar asociados a los complejos órgano-metálicos que forma la materia orgánica del protolito, absorbiendo estos grandes cationes.

Tabla 1. Concentración de los elementos traza en ppm a partir de los cuales se generan las curvas de la Fig. 1.

Muestra	V	Co	Cr	Cu	Ni	Muestra	V	Co	Cr	Cu	Ni	Muestra	V	Co	Cr	Cu	Ni	Muestra	V	Co	Cr	Cu	Ni
CU60	128	90	413	44	548	CU44	59	50	334	30	433	CU28	50	25	308	78	200	CU13	109	70	439	30	318
CU59	50	15	315	13	395	CU43	61	55	383	63	402	CU27	121	78	340	33	354	CU12	50	10	190	41	243
CU58	98	56	364	42	538	CU42	87	62	384	32	307	CU26	127	69	382	30	300	CU11	50	2	128	6	169
CU57	101	55	369	32	342	CU41	96	53	429	45	618	CU25	87	80	354	13	273	CU10	50	7	147	34	185
CU56	84	52	394	94	328	CU40	88	58	299	62	187	CU24	124	77	351	24	200	CU9	72	33	253	30	262
CU55	56	44	382	61	458	CU39	124	57	276	71	200	CU23	159	78	435	30	230	CU8	50	1	128	30	212
CU54	72	71	424	92	523	CU38	157	10	246	52	406	CU22	115	81	380	40	200	CU7	50	5	157	1	217
CU53	68	63	377	84	398	CU37	123	88	365	69	200	CU21	106	63	349	92	221	CU6	56	9	216	30	452
CU52	99	62	403	79	175	CU36	95	67	374	32	302	CU20	131	82	450	30	161	CU5	50	11	124	30	266
CU51	94	64	401	52	165	CU35	106	80	401	28	251	CU19	132	59	407	30	200	CU4	50	15	102	6	266
CU50	100	64	347	13	365	CU34	102	91	464	85	204	CU18	101	74	454	30	245	CU3	50	9	210	37	344
CU49	66	52	372	66	428	CU33	50	60	417	80	430	CU17	50	82	346	139	138	CU2	64	44	428	30	160
CU48	50	63	340	145	200	CU32	75	53	501	72	167	CU16	80	66	365	49	200	CU1	119	75	310	44	200
CU47	70	47	372	54	407	CU31	50	31	233	84	696	CU15	108	106	519	85	155						
CU46	83	48	374	41	565	CU30	79	30	301	44	200	CU14	117	86	360	13	401						
CU45	81	46	375	72	445	CU29	141	82	195	30	437												

Los perfiles mostrados en la Fig. 1 muestran una relación entre el incremento de V, Co y Cr en los niveles grafitosos (reflejados en la banda de unidades visuales como áreas grises). En la base de la columna (zona carbonática – epidótica) se muestra una disminución de los mismos elementos. Entre los dos tipos de dendrogramas realizados, tanto con toda la matriz de datos (químicos, isotópicos, color) en la izquierda, como sólo con los elementos trazas (derecha), este último es el que muestra las mejores correlaciones con las unidades visuales, de hecho casi exactas con lo observado en el campo, lo cual muestra la bondad del uso de estos elementos en zonas con alta influencia de materia orgánica en el protolito. Casos semejantes ocurren en las formaciones La Luna y Querequal, donde precisamente los mismos elementos, y entre ellos el vanadio más conspicuamente, siempre se encuentran asociados a los protolitos de mayor concentración de materia orgánica.

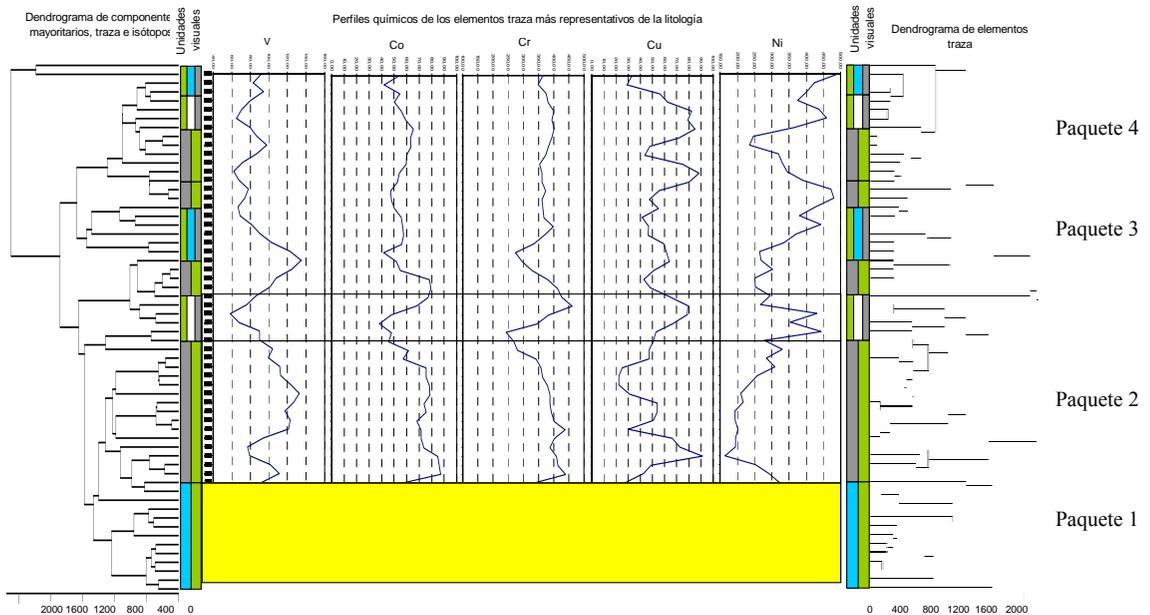


Figura 1. Las unidades “visuales” o de campo, definidas en función la variabilidad mineralógica de la sección vertical. Cada unidad se identifica con un par o un trío de colores que corresponden a zonas ricas en:

- Epidoto
- Grafito
- Carbonatos
- Cuarzo

ATLAS GEOLÓGICO DEL ÁVILA, CARACAS, VENEZUELA
(Geological Atlas of the Ávila Massif, Caracas, Venezuela)

ALEZONES R., FALCÓN C., GUILLÉN W., MEDINA D., MUÑOZ P., RODRÍGUEZ H. & VÁSQUEZ D.
 UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Dpto. de Geología. Lab. de Petrología Ígneo-Metamórfica. Email: nano_serra@hotmail.com

(Presentación de 13 láminas en CD anexo, carpeta 4. *Presentation of 13 slides in enclosed CD, file 4*)

La ciudad de Caracas se encuentra resguardada de muchos de los accidentes climáticos (tormentas tropicales, ventiscas, huracanes) por esa barrera natural que se conoce como “Cerro El Ávila” o “Guaraira Repano” como lo llamaban los indígenas. Este macizo, que se extiende desde las costas del estado Miranda hasta prácticamente las costas del estado Aragua, muestra una geología muy interesante y variada, así como una cambiante fisiografía, geomorfología, vegetación y fauna. El laboratorio geológico por excelencia que posee la ciudad capital es precisamente el “Parque Nacional El Ávila”, el cual ha sido motivo de varios estudios, muchos de los cuales han estado auspiciados y dirigidos por los diferentes profesionales que han laborado en la Escuela de Geología de la Universidad Central de Venezuela. De esta manera, existe una buena cantidad de información escrita, cartográfica, gráfica, fotográfica, petrográfica que yace en las bibliotecas pero que no ha sido ordenada de forma tal que pueda ser condensada en un solo volumen y que cumpla la misión de relacionar gráficamente y de forma amena, así como interactiva, todo este cúmulo de importante información. La idea original era condensar información escrita que pudiese utilizarse a la par del magnífico “Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa”, pero luego los diferentes integrantes del grupo de trabajo añadieron ideas que cambiaron esta concepción inicial para dar paso a este atlas, donde la parte interactiva quizás sea el elemento más resaltante.

Tiene como objetivo, dar a conocer todos aquellos tópicos y referencias que contribuyen, de cualquier manera, a un mejor estudio y conocimiento general del Parque Nacional El Ávila; se hace hincapié en todo aquello referente a los recursos e información que éste ofrece, enfatizando principalmente en su geología, pero sin dejar atrás lo referente a su fisiografía, vías de acceso, entre otras definiciones y conjunto de términos, con la idea de que funcione como una herramienta informativa e interactiva para el público lector.

Además, se pretende que sirva como una guía de aspectos generales del Parque, así como un compendio detallado de la información geológica obtenida de éste, la cual comprenderá, principalmente, información extraída de distintas tesis de grados y trabajos auspiciados por la Universidad Central de Venezuela dentro de dicho parque.

Este Atlas se encuentra dirigido principalmente a quienes visiten el Ávila, y tengan interés en los aspectos geológicos generales que puedan ser apreciados con tan solo recorrer el Parque por los caminos y quebradas. Se intenta también que pueda ser de interés para personas ligadas al campo de ciencias de la tierra, que les pueda servir como una recopilación de información geológica de los distintos estudios e investigaciones llevadas a cabo en el parque. Igualmente, por poseer información no solamente geológica, sino también general sobre el Ávila, puede ser útil para personas sin interés en las ciencias de la tierra, y que tan sólo necesiten información más general (límites, fisiografía, mapas de las vías de acceso, etc.). Este trabajo contempla, en sus partes iniciales, algunos aspectos generales del Ávila, entre los que se encuentran: historia del parque; descripción de la fisiografía, de la vegetación y de la fauna; además de una guía de las vías de acceso y puestos de guarda-parques existentes en el mismo.

En cuanto a la descripción geológica, se pretende hacer más detallada, por lo que comprende mapas de unidades litológicas, mapas geológico-estructurales, referencia a los afloramientos que se consiguen en el parque, información gráfica (específicamente fotografías) de distintas muestras de mano y petrografías descritas de las distintas unidades litológicas que se pueden reconocer en este, así como también material gráfico obtenido como resultado de salidas de campo realizadas por el grupo de trabajo. Además se incluye una descripción de las estructuras geológicas presentes, y distintos cortes geológicos, que permitan reconocer estas litologías, estructuras y la relación entre ambas. También se encuentra un capítulo donde se muestran los diferentes modelos geológicos que tratan de explicar el origen y actual posición espacial del macizo avileño.

La presentación del mismo consta de una versión física en papel que conformará el Atlas Geológico del Ávila en su totalidad. Es necesario señalar que el actual trabajo es el primero de esos capítulos, y que comprende la cuenca del Río Tócome (Fig. 1), abarcando una extensión aproximada de 13,5 km² y que estudiada anteriormente por GARCÍA DE LOS SALMONES (1994) y en cuyo muestreo se basa parte de la información petrográfica y geológica encontrada en el Atlas. Sin embargo, y como rasgo destacable de este proyecto, se presentará una segunda versión en forma de CD interactivo. En éste, el usuario podrá moverse a través del Atlas Geológico del Ávila de manera interactiva y con mucha mayor facilidad y flexibilidad, permitiéndole acceder rápidamente, a las distintas páginas electrónicas que conformarán esta versión.

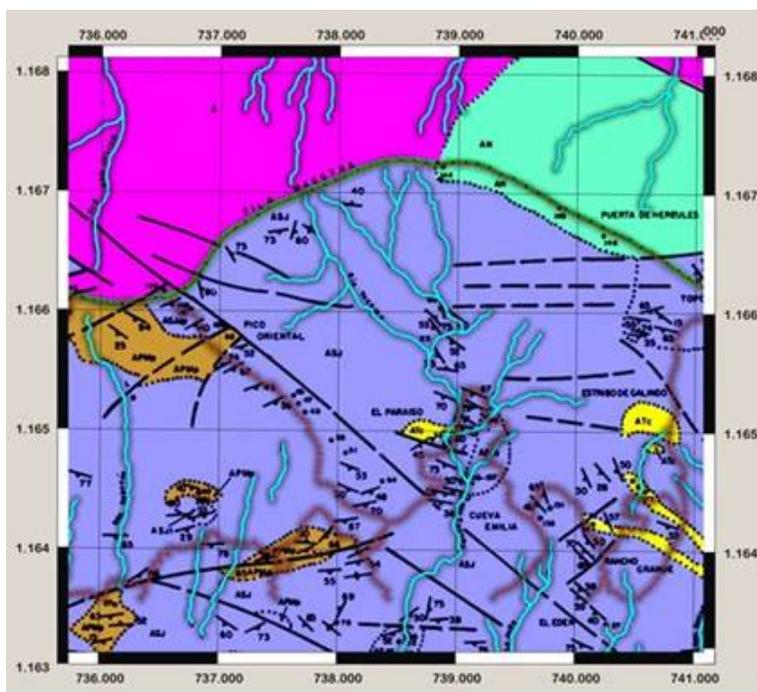


Figura 1. Mapa geológico donde se resalta la zona de estudio de este primer capítulo del *Atlas Geológico del Ávila*, correspondiente a GARCÍA DE LOS SALMONES (1994).

Referencia:

GARCÍA DE LOS SALMONES L. J. 1994. *Reconocimiento geológico de la cuenca del Río Tócome, Parque Nacional el Ávila, estado Miranda*. UCV, Dpto. Geol. Trabajo Especial de Grado. Inédito. 213 p.

ATLAS PETROGRÁFICO ÍGNEO-METAMÓRFICO-SEDIMENTARIO DEL NORTE DE VENEZUELA (Igneous-Metamorphic-Sedimentary Petrographic Atlas of Northern Venezuela)

ALEZONES R., AGUILAR I., CARABALLO E. & URBINA L.

UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Dpto. de Geología. Lab. de Petrología Ígneo-Metamórfica. Email: aleric@cantv.net

(Presentación de 18 láminas en CD anexo, carpeta 5. Presentation of 18 slides in enclosed CD, file 5)

El estudio petrográfico constituye una técnica básica que todo profesional de las ciencias de la Tierra debe manejar con cierta pericia. Este Atlas se realiza con el fin de proporcionar una base teórico-práctica en cuanto a petrografía del norte de Venezuela y presentar un instrumento de trabajo para estudiantes y profesionales de geología, minas y geoquímica.

Se propone realizar dos versiones del Atlas mencionado, una versión impresa (Fig.1) que contenga fundamentalmente las fotomicrografías de las secciones finas con su nombre, ubicación, fuente, etc., así como el mapa de ubicación correspondiente y el diagrama de facies metamórficas, el triángulo de clasificación de PETTIJOHN *et al.* (1973) o en su defecto el triángulo de clasificación de rocas ígneas de STRECKEISEN (1973). Las fotografías estarán acompañadas de sus respectivos comentarios u observaciones. La otra versión será en digital en forma de página Web (Fig. 2), donde permanecerán las características esenciales de la versión impresa con propiedades adicionales tales como vínculos, para permitir una interacción entre el usuario y el contenido del atlas.

Las secciones finas seleccionadas para tomar las fotomicrografías correspondientes a la Serranía del Litoral fueron extraídas de las tesis de ANGULO & JURADO (2004) y RÍOS (1989), de la Faja de Villa de Cura de CHIRINOS & MARQUINA (1987) y NAVARRO (1983), así como del norte de la Cordillera de Mérida (Trujillo) de OCHOA (2005). De la región falconiana fueron tomados de los trabajos de grado de YULNER & ROMERO (2004) y de trabajos diversos

informes de la asignatura Laboratorio de Geología de Campo impartida en el año 2005. Estas últimas secciones finas corresponden a rocas sedimentarias.

En este Atlas se orienta el análisis de las secciones finas en función de sus características texturales y de la mineralogía en particular. La primera, para dar un nombre a la roca y la segunda para establecer un vínculo directo entre la muestra y una facies metamórfica, un magma de composición específico que finalmente estarán asociados a un marco tectónico o propiedades texturales presentes en una roca sedimentaria.

Dentro de los objetivos que este Atlas pretende alcanzar, está el acercar a los lectores a la escala microscópica de las secciones finas y a las realidades de los marcos tectónicos y procesos geológicos del norte de Venezuela dando un valor agregado a los análisis petrográficos como es la integración de herramientas geológicas (mineralogía óptica, petrografía y tectónica).

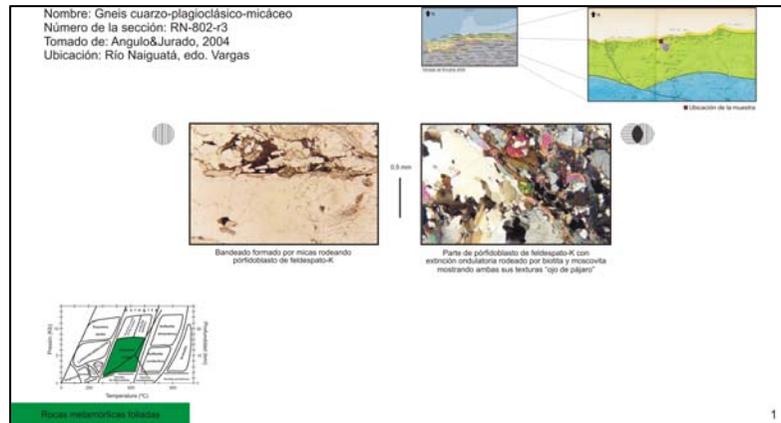


Figura 1. Formato imprimible del atlas.

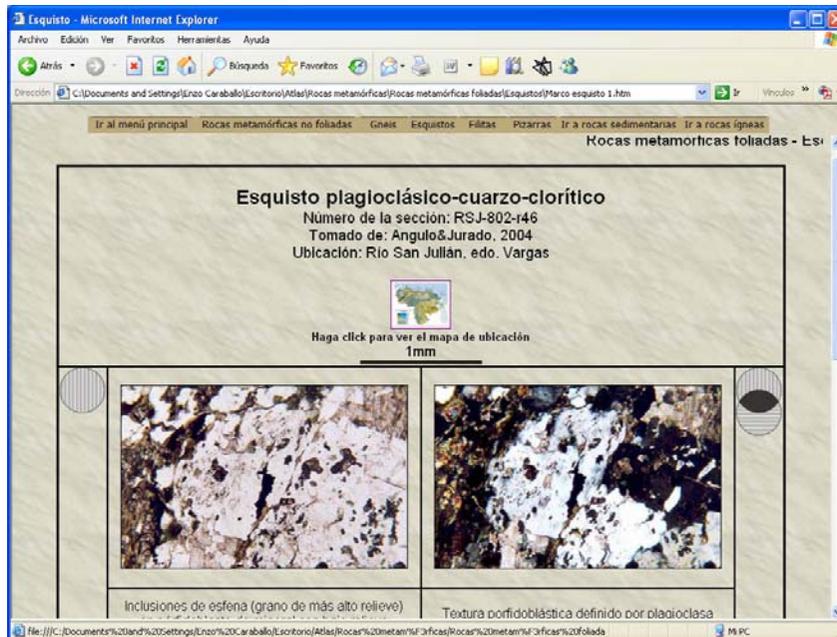


Figura 2. Formato digital del atlas. El mapa representa un ícono para que aparezca un mapa de ubicación detallado.

Referencias

- ANGULO L. & JURADO M. 2004. *Estudio petrográfico de las rocas del macizo Ávila recolectadas entre los ríos Miguelena y Camurí Chico y las quebradas Tacamahaca y Chacaíto*, edo. Vargas y Miranda. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado.
- CHIRINOS A. & MARQUINA M. 1987. *Estudio geológico de la región oriental de la Faja de Villa de Cura*. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado.
- NAVARRO E. 1983. *Petrología y petrogénesis de las rocas metavolcánicas del Grupo de Villa de Cura*. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo de Ascenso.
- OCHOA E. 2005. *Geología de las rocas granitoides de una región al sur de Valera, área norte, estado Trujillo*. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado.
- RÍOS D. 1989. *Geología de un segmento de la Cordillera de La Costa entre Macuto y Naignatá y Los Ocumitos-Turgua, Distrito Federal y edo. Miranda*. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado.
- URBANI F. & RODRÍGUEZ J. 2004. *Atlas geológico de la Cordillera de la Costa*. Edic. Fundación GEOS y FUNVISIS, Caracas, 146 p.
- ROMERO Y. & SALAS H. 2004. *Estudio de litofacies del Eoceno superior – Mioceno en la zona centro occidental de la cuenca de Falcón, sección sureste de la población de Pedregal*. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Trabajo especial de grado.

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE ARAYA, ESTADO SUCRE (*)
(Geological integration of Araya Península, Sucre, Venezuela)

ALVARADO A.

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

Email: adrialvarado81@yahoo.es

Tutor: Franco URBANI. UCV y FUNVISIS. Caracas.

(*)Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Presentación de 17 láminas en CD anexo, carpeta 6. Presentation of 17 slides in enclosed CD, file 6)

Los estudios geológicos en la Península de Araya, al noreste de Venezuela, presentan notables diferencias en cuanto a la definición de las formaciones sedimentarias y unidades ígneo-metamórficas existentes, estructuras e interpretaciones de la evolución geológica en el área, distribuidas en numerosos trabajos y mapas de diversas escalas. El objetivo fundamental del trabajo es recopilar e integrar la cartografía geológica existente de la península de Araya, estado Sucre, a través de la realización de 21 mapas geológicos a escala 1:25.000; una síntesis de la información litológica, petrográfica, estructural, geomorfológica y geoquímica presentada por los diversos autores, haciendo especial énfasis en las descripciones de rocas ígneo-metamórficas para adaptar la nomenclatura de las Unidades según las normas internacionales de unidades litodémicas y por último, un resumen de la evolución geológica-estructural de la región.

Las rocas que afloran en la península se han correlacionado desde hace algunos años con las de la Serranía del Litoral central: Napa Costera y Napa Caracas. Las unidades sedimentarias han sido separadas en unidades informales litológicas y geomorfológicas Cuaternarias propuestas por DANIELO (1974) y MACSOTAY & CARABALLO (1976) y formaciones válidas en CIEN (2005).

Las unidades ígneo-metamórficas han sido redefinidas (Tabla 1). Se reconocen dos períodos de deformación en la región, el primero D1 durante el Cretácico Tardío. Éste es contemporáneo con el desarrollo de la foliación regional (S₁) en un contexto metamórfico variable desde la facies de la anfíbolita hasta la de esquistos verdes. En esta fase el plegamiento es asimétrico y la dirección de los ejes es variable entre N55°-75°E. En el segundo período de deformación D2, postmetamórfico, se desarrolla esquistosidad crenulada (S₂) sin neogénesis mineral, con planos axiales de los pliegues normales o volcados hacia el sureste.

Los pliegues se encuentran asociados con fallas y corrimientos con pequeñas rampas frontales y laterales (norte de la península). Las fallas más notables dentro del área de estudio son las que poseen dirección E-O como las de El Pilar, Cariaco, Manzanillo, entre otras; las fallas de Tacarigua, Salazar y Laguna Grande, que poseen una dirección aproximada ENE-OSO; las fallas con dirección NNE-SSO como las de Chiguana, Cachipo y Guacarapo (al sureste de la península), las que se encuentran en la zona de Río Casanay (asociadas a la falla de El Pilar), las de El Rincón y

Guaranache en la parte noroccidental, y por último las de dirección NNO-SSE en la zona de San José de Areocuar principalmente.

Los corrimientos se encuentran en la parte este de la zona principalmente, entre ellos el más notable es el corrimiento de Chuparipal que pone en contacto la cordillera metamórfica con la Serranía del Interior Oriental.

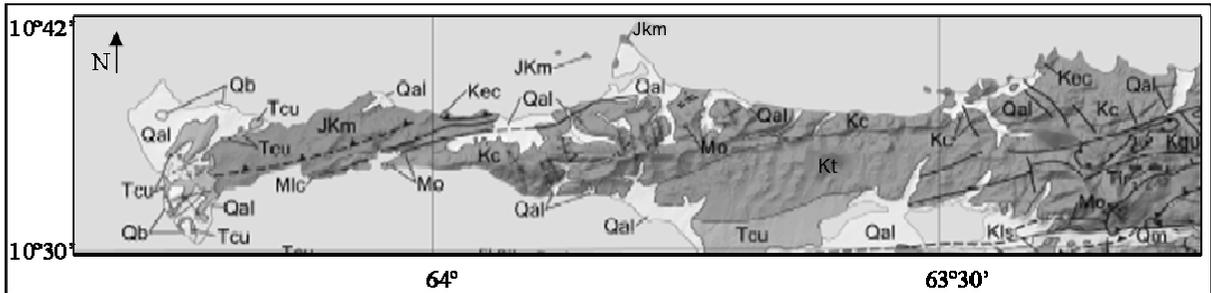


Figura 1. Mapa geológico simplificado. Las abreviaturas Tcu, Qb y Qal, corresponden a las formaciones Cubagua, Barrigón y al aluvión Cuaternario respectivamente (tomado de HACKLEY *et al.* 2005).

Tabla 1. Nomenclatura de las Unidades ígneo-metamórficas

CIEN (2005)	Nuevas denominaciones (Este trabajo)
Intrusivas graníticas jóvenes de Carúpano (Plioceno Temprano)	Riolita porfídica de Carúpano
Formación Laguna Chica (Mesozoico)	Meta-volcanosedimentarias de Laguna Chica Unidad meta-volcanosedimentaria sin carbonatos Unidad grafitosa
Formación Güinimita (Barremiense-Aptiense)	Metasedimentarias de Güinimita
Formación Carúpano (Barremiense-Aptiense)	Meta-volcanosedimentarias de El Maguey Unidad de metarenisca y mármol Unidad de mármol y lavas Esquisto de Carúpano Olistolitos de serpentinita
Formación Tunapui (Cretácico Temprano)	Esquisto de Tunapui
Formación El Copey (Jurásico-Cretácico Temprano)	Metaígneas de El Copey Metavolcánicas Metagabro Serpentinita-peridotita serpentinizada
Formación Manicuare (Jurásico-Cretácico Temprano)	Asociación Metamórfica Manicuare Unidad Superior Unidad Media Unidad Inferior

Tabla 2. Esquema de la organización de las unidades ígneo-metamórficas y su nomenclatura en los mapas

	Esquema descriptivo (CHEVALIER 1987)	Nomenclatura (en mapas de este trabajo)
ALÓCTONO	<i>Cobertura metasedimentaria (Albiense-Turonense ?) del sustrato metaofiolítico</i>	
	Meta-volcanosedimentarias de El Maguey	Km
	Unidad de metarenisca y mármol	Km2
	Unidad de mármol y lava	Km1
	Meta-volcanosedimentarias de Laguna Chica	Klc
	Unidad meta-volcanosedimentaria sin carbonatos	Klc2
	Unidad grafitosa	Klc1
	<i>Sustrato metaofiolítico de Araya (Jurásico-Cretácico Temprano?)</i>	
	Metavolcánicas de El Copey	Kec
	Metavolcánicas	Kec2
Metagabro	Kec1g	
Serpentinita-peridotita serpentinizada	Kec1s	
AUTÓCTONO (Relativo)	<i>Al sur de la falla de Laguna Grande</i>	
	Riolita porfídica de Carúpano (Plioceno)	Igr
	Complejo Lechozal (Terciario)	Ktl
	Metasedimentarias de Güinimita (Cretácico Tardío)	Kg
	Esquisto de Carúpano (Cretácico Temprano)	Kc1
	Olistolitos de serpentinita	Kc1s
	Esquisto de Tunapui (Cretácico Temprano)	Kt
	<i>Al norte de la falla de Laguna Grande</i>	
	Asociación Metamórfica Manicuare (Paleozoico-Mesozoico)	Jkm
	Unidad Superior	Jkm3
Unidad Media	Jkm2	
Unidad Inferior	Jkm1	

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS HALLADAS EN ISLA DE AVES, NORTE DE VENEZUELA

(Petrography and geochemistry of igneous rock found in Aves Island, North of Venezuela)

CAMPOSANO L., URBANI F. & CONTRERAS O.

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

Caracas 1053. Email: lualcamp@yahoo.com

(Presentación de 16 láminas en CD anexo, carpeta 7. Presentation of 16 slides in enclosed CD, file 7)

Isla de Aves está ubicada en el mar Caribe al este de las Antillas Menores y en el noreste del territorio venezolano a unos 650 kms de la ciudad de Caracas, geológicamente la isla representa la única zona emergida de la Prominencia de Aves. Como parte de visitas realizadas en marzo de 2001 y julio 2002, fueron recolectadas muestras de sedimentos superficiales, rocas sedimentarias carbonáticas, y pequeños fragmentos de rocas ígneas. En total se recogieron 33 muestras, de las cuales solo cuatro poseen características de rocas de origen ígneo.

En este trabajo, se realizó el estudio petrográfico y el análisis químico de las cuatro muestras ígneas utilizando la técnica de fluorescencia de rayos x por energía dispersiva. Se determinaron de esta manera las concentraciones de los elementos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, K₂O, MgO, Fe₂O₃, MnO, Ba, Cu, V, Zr, Sr, Rb, Zn, Ni, Cr, Mo, Pb, Se, Hg y Co, así como las clasificaciones petrográficas de las muestras.

NAGLE (1972), presenta una descripción preliminar de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas recolectadas en dragados realizados en diversas localidades de la Prominencia de Aves. Estas incluyen, tomas de muestras en dos zonas cercanas a Isla de Aves, ubicadas al noreste y al sureste de la isla en distancias no mayores a 8 kilómetros. Dentro de la variedad de rocas descritas por este autor, se mencionan entre otras, rocas ígneas tales como andesitas, pórfidos de andesita, basaltos, fragmentos de pumitas, brechas volcánicas, andesitas piroxénicas, basaltos amigdaloides, dacitas y diabasas.

El análisis petrográfico de las cuatro muestras ígneas, objeto de este trabajo, revela la existencia de tres rocas volcánicas y una plutónica, cuya mineralogía observada y la clasificación puede apreciarse en la tabla 1. Las rocas volcánicas poseen algunas características comunes como la existencia de fenocristales de piroxenos y andesina (An₃₀₋₅₀). También se destaca la existencia de texturas eutaxítica y admidaloides en la muestra iav31, lo que refleja su carácter de flujo piroclástico. Estas rocas forman parte de la serie calco-alkalina: Basaltos – Andesitas – Dacitas – Riolitas, ya propuesta por DALY (1933) en el arco de las Antillas Menores, donde las características principales de las mismas son la existencia de rocas porfíricas, fenocristales de plagioclasa cálcica zonada, ortopiroxenos (hipersteno), hornblenda y biotita.

Tabla 1. Resumen general de la mineralogía observada en secciones finas de muestras ígneas de Isla de Aves

Muestra	Mineralogía	Clasificación
iav 24	Matriz afanítica, piroxeno (augita) prismático y alargado, andesina, pirrotita	Andesita porfídica
iav 26	Matriz vítrea, andesina tabular zonada, hipersteno, hematita, apatito, hornblenda	Pórfido de andesita
iav 27	Holocristalina, cuarzo, andesina y feld.K, biotita, epidoto, hematita	Melanosienogranito
iav 31	Matriz afanítica, cuarzo, andesina, feld.K, pirrotita, apatito	Riolita cuarcífera

En cuanto a la composición química, REA & BAKER (1980) presentan una revisión de datos químicos de rocas del norte de las Antillas Menores, encontrando valores generales de SiO₂ entre 48% y 65 %, con rangos para andesitas entre 54 y 63 % y mayores a 70% para las riolitas. Otras características químicas de estas rocas calco-alkalinas mostradas por los autores son bajas concentraciones de TiO₂ (< 0,9%) y MgO (< 4,5%) y relativamente altas de Al₂O₃ (17% - 18,5%) y CaO (6,8% - 9,4%). Al comparar los datos obtenidos en muestras de Isla de Aves (Tabla 2), se puede apreciar, con excepción de iav31 (melano-sienogranito), que los valores de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO y CaO corresponden con los rangos establecidos al norte de las Antillas Menores. Con respecto a los valores de elementos traza, estos varían dependiendo de la localidad, por lo que se muestran datos de Dominica (BROWN *et al.*, 1977) ya que esta se ubica al este de Isla de Aves. Los siguientes datos son valores promedios de andesitas de dicha isla: Zr (102ppm), Rb (42ppm), Ni (37ppm), Cr (126ppm), Sr (284ppm) y Ba (215ppm). Al comparar estos valores con las andesitas obtenidas en este trabajo (iav24 y iav26) se observa una diferencia significativa entre estas.

Tabla 2. Concentraciones de elementos mayoritarios (%) y traza (ppm) de muestras ígneas provenientes de Isla de Aves

ID	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	K ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	Mo	Zr	Sr	Rb	Pb	Se	V	Hg	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Ba
iav24	14,40	54,60	5,23	4,66	0,73	6,73	4,71	0,047	181	70	774	16	<15	577	<20	2339	5210	7955	<70	2349	395	328
iav26	14,52	52,52	5,82	0,59	0,41	5,78	0,71	0,178	6	56	285	33	<15	27	39	87	254	292	118	252	<100	157
iav27	11,50	73,96	0,68	4,48	0,11	2,55	2,11	0,025	35	221	28	416	39	<4	<20	7	135	<40	<70	<35	<100	<15
iav31	10,82	78,46	0,42	4,57	0,27	2,17	2,83	<0,01	4	77	79	295	24	<4	<20	<5	45	<40	74	<35	135	856

Según el diagrama K₂O vs SiO₂ de LE MAITRE *et al.* (1989) (Fig. 1a), las muestras de Isla de Aves corresponden a una serie calco-alkalina, distribuyéndose en zonas correspondientes a medio y alto contenido de K₂O. Esto concuerda con la secuencia de rocas propuesta por DALY (1933). De la misma manera, al representar las concentraciones de Ti y Zr en el diagrama de discriminación de basaltos propuesto por PEARCE & CANN (1973) (Fig. 1b), la zona de estudio químicamente corresponde, como era de esperarse a basaltos calco-alkalinos o toleíticos de arco de islas.

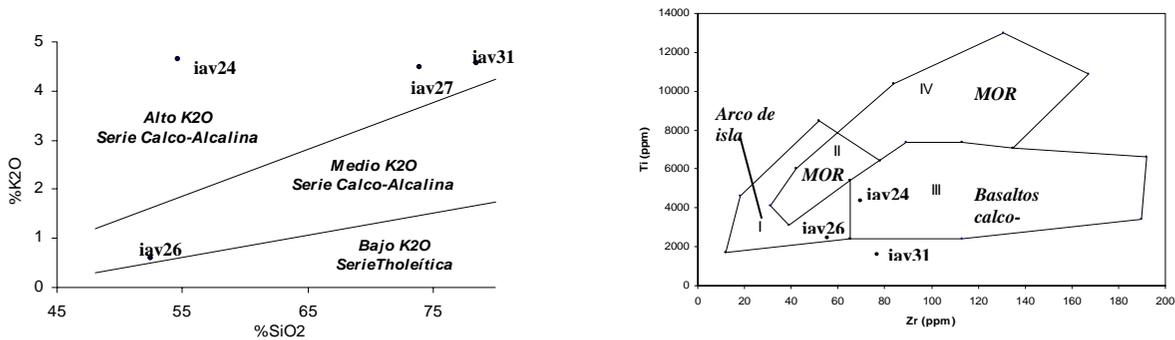


Figura 1. a) Diagrama de LE MAITRE (1989) para series toleíticas y calco-alkalinas. b) Diagrama de PEARCE & CANN (1973) para discriminación de basaltos.

Finalmente se tiene que las muestras recolectadas en Isla de Aves en primer lugar guardan relación con las rocas reportadas por NAGLE (1972). Las mismas (iav24, iav26, iav31) corresponden a series calco-alcalinas que conforman la secuencia de rocas Basaltos-Andesitas-Dacitas-Riolitas reportadas por REA & BAKER (1980) en islas de las Antillas Menores. Las composiciones químicas obtenidas por FRX-ED se ubican dentro de los rangos establecidos para estos tipos de rocas al compararlos con datos de las Antillas Menores, aunque los traça difieren significativamente. A pesar de la poca cantidad de muestras, los diagramas de LE MAITRE (1989) y de PEARCE & CANN (1973), permiten confirmar la posible procedencia de estas rocas y vincularlas químicamente a series calco-alcalinas y arcos de islas respectivamente.

ROCAS VOLCÁNICAS DE LA ZONA DE SANARE, ESTADO FALCÓN. VENEZUELA (Volcanic rocks of Sanare zone, Falcon state, Venezuela)

CAMPOSANO L., URBANI F., VISCARRET P., FOURNIER H. & BARITTO I.

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

Email.: lualcamp@yahoo.com

(Cartel en CD anexo, carpeta 8. Poster in enclosed CD, file 8)

El primer autor en notar la presencia de cuerpos de rocas volcánicas en la zona de Sanare fue NATERA (1957), posteriormente son mencionadas por GONZÁLEZ (1979). CAMACHO & MIJARES (1989) cartografían geológicamente la zona de Sanare y reportan en la quebrada Yaracuibare una serie de cuerpos ígneos de “andesita” sin mayores descripciones. Esa misma localidad ha sido visitada recientemente, ubicándose dichos cuerpos en dos afloramientos separados en una extensión de aproximadamente 210 m (FOURNIER *et al.* 2003). Se encontraron varios diques (o mantos) de basalto, intrusionando las lutitas de la Formación Cerro Misión (Eoceno Tardío), en ellos se tomaron muestras para ser analizadas petrográficamente y geoquímicamente.

En el primer afloramiento el rumbo y buzamiento general de las rocas sedimentarias es de N55E 67S, aquí la roca (K01) ígnea conserva la misma orientación geológica que las rocas sedimentarias pero con buzamiento vertical. En el contacto entre esta roca y la arenisca adyacente se puede observar un material gris oscuro de unos 10 cm de espesor, de grano muy fino y de aspecto filítico que delata algún proceso de cocción. En el segundo afloramiento (K02-K04) se puede apreciar la geometría de los cuerpos ígneos y el contacto con la roca caja lutítica. Son cuerpos tabulares, de aproximadamente 2 m de altura y con variaciones de espesor desde 0,7 m hasta 3,1 m. El rumbo de estas rocas es de N50°E y un buzamiento predominante de 60°S, en algunos es subvertical (K02 y K04).

En este afloramiento el contacto con las rocas ígneas es una capa de grano sensiblemente más fino, de color negro a gris oscuro y de aspecto y consistencia filítica muy parecido al encontrado en el primer afloramiento. Todos los cuerpos ígneos son tabulares por lo que se pueden clasificar como diques, sills o mantos (Tabla 1).

Tabla 1. Dimensiones de los diques.

Afloramiento de la muestra	Ancho (m)	Alto (m)	Área (m ²)
K01	3,1	2,0	6,2
K02	1,15	1,0	1,15
K03	0,7	0,5	0,35
K04	1,4	-	-

Debido a la concordancia geométrica entre la roca caja (arenisca y lutita) y las rocas ígneas, se pudiera pensar en un *Sill* como estructura intrusiva, concordante con la roca caja, sin embargo no se puede asegurar en todos los casos debido a la erosión y remoción del material de aspecto cocinado adosado a los diques. De cualquier modo son tabulares por lo tanto se descarta sean apófisis, que son por naturaleza irregulares.

En cuanto a los resultados petrográficos, la plagioclasa y los carbonatos son los minerales esenciales, seguido de olivino serpentizado (antigorita) en algunos cristales de hábito prismático. La calcita, muy abundante, se encuentra como alteración de la plagioclasa. El tipo de plagioclasa resultó ser oligoclasa-andesina (An₁₀-An₅₀). La cristalinidad de la mayoría es hipocristalina, con granularidad fanerítica, de fábrica subidiomórfica y porfirítica. Las texturas reportadas son las siguientes: poikilitica (leucoxeno en antigorita y en siderita), afieltrada (matriz de plagioclasa sin orientación) y ofítica (interrelación entre piroxeno y plagioclasa). Según su mineralogía todas las rocas son clasificadas como *Leucobasalto* (Tabla 2).

Tabla 2. Resultados petrográficos.

ID	Tam (mm)	Cristal.	Gran.	Fbr.	Composición mineral						Clasif.
					Cz.	Pla.	OI.	Px.	Matriz	Fd-K.	
K01	0,5-1	Hipocristalina	Fanerítica	Subidiomorfica	-	50	3	17	15		Leucobasalto
K02	0,5-2	Hipocristalina	Fanerítica	Subidiomorfica	-	65	5	5	20	5	
K03	0,5-2	Hipocristalina	Fanerítica Porfíritic	Subidiomorfica	2	50	13	15	16	4	
K04	0,5-2	Hialocristalina	Fanerítica Porfíritic	Subidiomorfica		55	5	23	17		

Tam: tamaño de grano, Cristal: cristalinidad, Gran: granularidad, Fbr: fábrica, Cz: cuarzo, Pla: plagioclasa, OI: olivino serpentinizado, Px: piroxeno, Fd-K: feldespato potásico, Clasif: clasificación de la roca. Matriz afanítica no diferenciable.

Los resultados petrográficos indican que las rocas ígneas han sido alteradas por un proceso de hidratación y de carbonatización, ya que se puede observar que en algunos granos se conservan los hábitos de minerales máficos, tales como olivino y piroxeno y que han sido reemplazados por antigorita y calcita, presentándose ahora como pseudomorfos. Es muy posible que el Ca^{+2} de los carbonatos haya sido aportado por la matriz plagioclásica.

En cuanto a los datos geoquímicos se tiene que los valores de SiO_2 se encuentran por debajo del 50%, además poseen bajas concentraciones de K_2O y Na_2O , y mayores de MgO , Fe_2O_3 y CaO con respecto a una andesita promedio. Los elementos traza Co, Cr, Pb, Th, V, Y y Nb son en general mayores que dicho promedio, mientras Cu, Rb, Sr y Zr son considerablemente más bajos (Tabla 3).

Tabla 3. Resultados geoquímicos.

ID	SiO_2	P_2O_5	MnO	K_2O	CaO	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	Na_2O	Al_2O_3	Ba	Co	Cu	Cr	Pb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr	Nb
K01	49,51	0,29	0,13	0,693	7,71	8,36	0,405	7,88	2,99	17,74	96	29	3	122	22	18	137	8	362	28	29	22	32
K02	46,84	0,21	0,14	0,10	8,24	10,03	0,334	15,88	2,05	13,86	97	45	0	317	21	0	129	6	621	27	29	18	27
K03	49,80	0,27	0,20	0,10	11,71	8,06	0,401	5,44	0,60	21,68	0	31	47	236	23	0	89	9	473	27	31	21	27
K04	47,81	0,19	0,16	0,10	8,94	10,74	0,346	13,14	1,44	14,09	37	53	41	307	22	0	83	3	671	26	30	15	25

El gráfico de discriminación de COX *et al.* (1979), a partir de los álcalis (Na_2O+K_2O) y SiO_2 permite clasificar estas muestras como basaltos, mientras el gráfico de PEARCE & CANN (1973) con los elementos inmóviles Ti y Zr, las clasifica como basaltos toleíticos de bajo potasio. Otros gráficos como el de IRVING & BARAJAR (1971), usando MgO , FeO y álcalis (Na_2O+K_2O) y PEARCE (1975) con datos de Ti y Cr, también ubican estas muestras dentro del campo de basaltos toleíticos (Fig.1).

Muchos autores sugieren que las suites toleíticas están caracterizadas por basaltos con presencia de piroxenos con bajo calcio, junto con plagioclasa cálcica y bajos en sílice, además de ser rocas enriquecidas en hierro; a su vez son propios de volcanismo intraplaca.

Al graficar Cr vs Y según PEARCE (1982) para proveniencia tectónica, los basaltos se ubican en el campo de los *basaltos intraplaca*. Los datos de esta localidad parecen reforzar lo indicado por GRANDE (2005), quien sugiere que las volcánicas de Falcón Central son de origen intraplaca y propone que los magmas que formaron estos cuerpos se generaron en el manto superior posterior a un proceso de expansión cortical o *rifting*, que no llegó a la etapa final de separación continental creando corteza oceánica.

Estas consideraciones hacen suponer que las rocas volcánicas de Falcón Oriental, en Sanare, también orientadas W-E, pueden corresponder a la misma suite de rocas o ser relativamente más jóvenes.

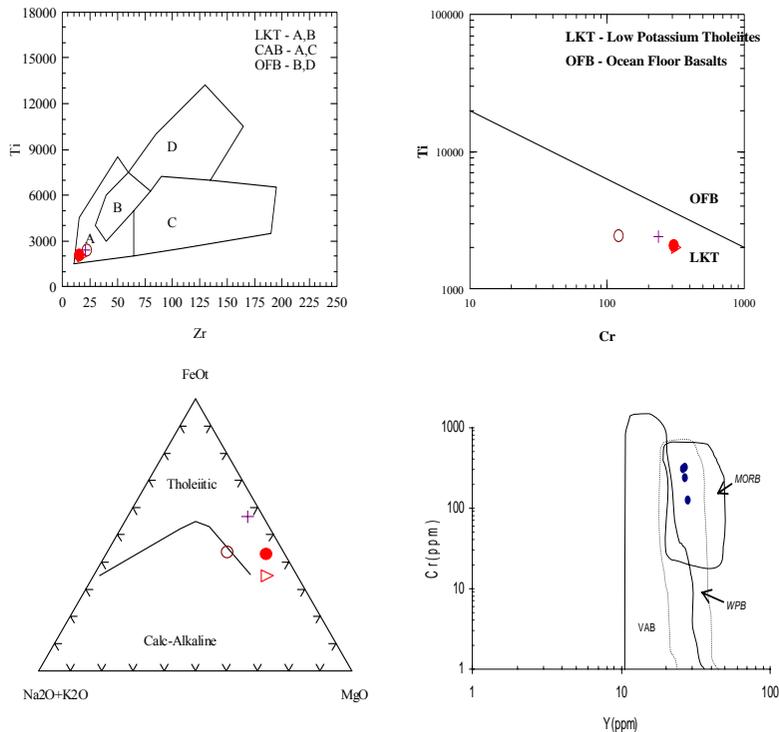


Figura 1. Diagramas de discriminación de basaltos a partir de datos geoquímicos.

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE DIVERSAS UNIDADES DE MÁRMOL DE LA SERRANÍA DEL LITORAL, CORDILLERA DE LA COSTA, VENEZUELA (*) (Mineralogy and geochemistry of the several marble units of the Serranía del Litoral, Venezuela)

CARABALLO E.

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

Tutor: Franco URBANI. UCV y FUNVISIS. Caracas.

(*) Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Cartel en CD anexo, carpeta 9. Poster in enclosed CD, file 9)

En la parte central de la Serranía del Litoral de la Cordillera de La Costa se hallan las siguientes unidades que contienen grandes cuerpos de mármol, a saber:

Complejo Nirgua: Perteneciente a la Asociación Metamórfica La Costa, y de la cual se tomaron muestras en Chichiriviche de la Costa, Vargas.

Mármol de Antímano: se extiende desde el suroeste de Caracas, hasta el flanco norte de la Serranía del Litoral, específicamente hacia el este de La Guaira. Buenos afloramientos se encuentran en la Cantera Nacional de Mamera y en la cuenca del río Camurí Grande. Se tomaron muestras en las canteras de Mamera.

Mármol de Zenda: esta unidad pertenece al Esquisto Las Brisas. Se estudiaron diversos cuerpos que afloran desde Baruta hasta Fila de Mariches.

Mármol de Los Colorados: es una unidad del Esquisto Las Mercedes. Se muestreó la cueva Alfredo Jahn, Birongo, edo. Miranda.

Se compilaron todos los datos mineralógicos (% de dolomita) y geoquímica de 1.137 muestras de las unidades citadas, analizadas previamente por numerosos estudiantes del Laboratorio de Geología y Geoquímica, para luego a través de programas de estadística, realizar diversos tipos de procesamientos univariantes y multivariantes, además de gráficos comparativos.

Analizando los diagramas (Fig. 1) se tiene que en general:

- Nirgua posee mayores concentraciones de SiO₂, Fe₂O₃, TiO₂, V, Cr, Ni, Zr, Zr y Sr de manera general se tiene que ha recibido un mayor aporte siliciclástico, volcaniclástico o una fuente mixta dado que las concentraciones de éstos en esta unidad son mayores con respecto a las demás.
- Antímamo, muestra una tendencia parcialmente semejante a Nirgua, si bien no se disponen de todos los elementos trazas para una mejor comparación.
- Los Colorados muestra un patrón inverso a Nirgua, es decir con valores bajos o mínimos en los mismos elementos. Probablemente se depositó en una zona alejada del aporte de clásticos ya que presenta bajas concentraciones con respecto a las otras unidades.
- Zenda, a pesar que presenta una baja concentración en SiO₂, evidencia algún tipo de aporte de clásticos, esto dado por un aumento en las concentraciones de Al₂O₃, Zn, Zr, Rb, Ba, Ge, La y Sn.

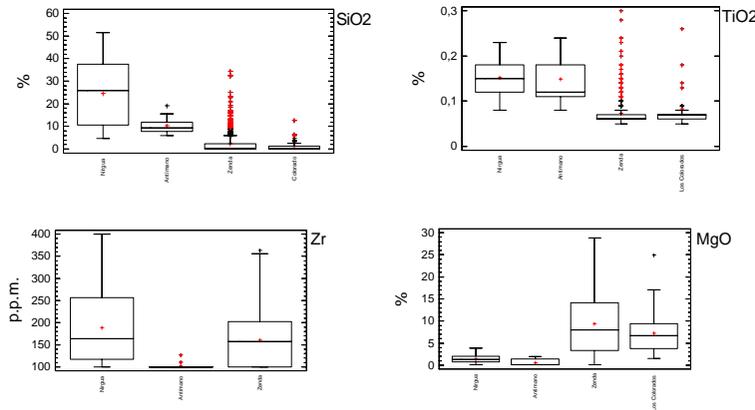


Figura 1. Diagramas de caja que indican una diferencia conspicua entre unidades mayores. Están ubicadas de oeste a este.

Los resultados indicaron que las unidades principales como Nirgua y Antímamo (Asociación Metamórfica La Costa) recibieron un aporte siliciclástico y/o volcaniclástico. Esto dado por las altas concentraciones de elementos (Tabla 1) asociados a fuentes terrígenas y volcánicas (Ba, TiO₂, Zr, Rb, Sr, etc). Es probable que Zenda se haya generado en una plataforma carbonática de aguas restringidas y probablemente con alta tasa de evaporación que permitió y favoreció la dolomitización, y con aporte adicional siliciclástico.

Tabla 1. Distribución general de la concentración de los elementos analizados para cada unidad. Esta busca comparar las unidades de mármol y establecer diferencias y semejanzas entre ellas.

Unidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	V	Cr	Ni	Zn	Zr	Rb	Sr	Ba	Ge	La	Sn	Te	I.C.	Dol.	
Nirgua	Red	Yellow	Yellow	White	Red	Red	White															
Antímamo	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White
Zenda	White	Red	Red	Red	White	Yellow	White															
Los Colorados	White	White	Red	Yellow	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White	White

Máxima concentración
 Concentración intermedia
 Mínima concentración
 No posee análisis

La Fig. 2 muestra la distribución de sílice y de dolomita en los cuerpos de mármol de la Cordillera de La Costa. El SiO₂ indica un aporte por una fuente de sedimentos terrígena y/o volcaniclástica ácida, y se observa que Nirgua ha recibido una mayor cantidad de sedimentos probablemente en una plataforma abierta que contrarrestara el proceso de dolomitización, por el contrario Los Colorados no está muy influenciada por esta característica, esto probablemente por la lejanía a la fuente, siendo muy poco dolomítica.

Antímamo presenta una configuración similar en cuanto a siliciclásticos, ya que tienen una cantidad muy similar a Nirgua. El Mármol de Zenda se halló muy probablemente en una zona restringida con alta evaporación que permitiera la acumulación de magnesio y permitiera promoviera el proceso de dolomitización (junto a un sedimento poroso y permeable que permitiera la migración del Mg).

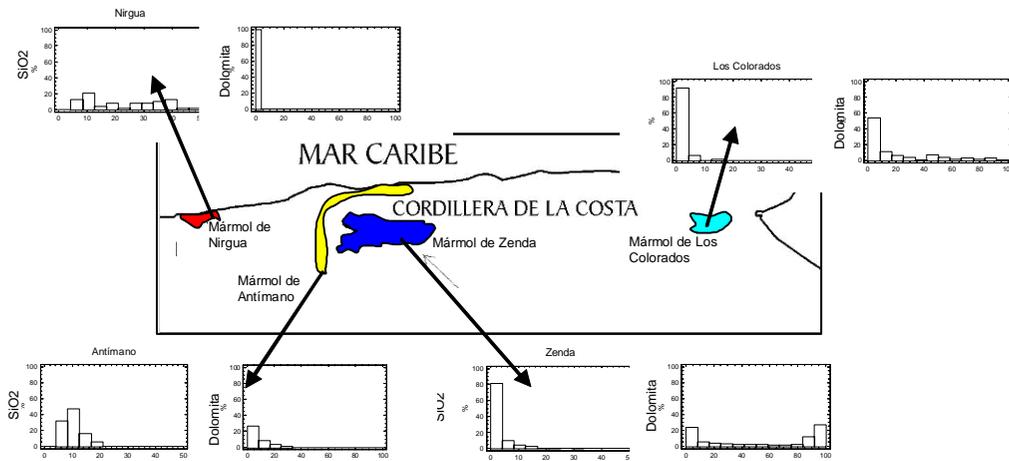


Figura 2. Mapa esquemático de ubicación de los cuerpos principales de la Cordillera de La Costa que muestra la distribución de sílice y dolomita.

Entre los diversos cuerpos del Mármol de Zenda del Sur de Caracas se notan fuertes variaciones. Existe un enriquecimiento de elementos traza de Oeste a Este (zonas 3 a 2, Fig. 3), y luego ocurre una disminución brusca hacia Fila de Mariches (zona 1, Fig. 3). Es posible que exista algún control de falla que sea la causa de las diferencias químicas entre las zonas 2 y 1.

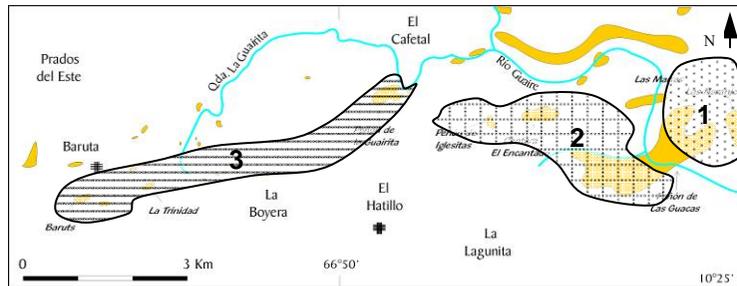


Figura 3. Mapa esquemático de ubicación de los cuerpos menores del Mármol de Zenda, donde están presentes las tres zonas definidas en base a la concentración de los elementos traza.

ALGUNAS PROPUESTAS PARA EL COMPLEJO DE EL TINACO (Some proposals about El Tinaco Complex)

CONTRERAS O.

UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Lab. de Geología y Geoquímica. Caracas 1053.
(Presentación de 21 láminas en CD anexo, carpeta 10. Presentation of 21 slides in enclosed CD, file 10)

El Complejo Tinaco fue definido por RENZ & SHORT (1960) como una gran variedad de rocas ígneas y sedimentarias metamorizadas muy plegadas. Posteriormente, MENÉNDEZ (1965) incluye en el Complejo de El Tinaco al Gneis de La Aguadita, el Esquisto de Tinapú y algunos plutones trondhjemiticos. JARVIS (1966) señala que el Complejo de El Tinaco forma parte del basamento de la Cordillera de La Costa, en la Faja de Caucagua - El Tinaco. Las rocas del Complejo de El Tinaco afloran en los alrededores del pueblo de Tinaco, estado Cojedes. Por ser una unidad metamórfica intensamente deformada el espesor no es determinable.

Como es de esperar en estas rocas metamórficas no se han detectado fósiles, pero según determinaciones por el método Rb/Sr, OSTOS (1990) en el Gneis de La Aguadita indica una edad aparente de 945±178 Ma (Pre-Mesozoico), por lo cual las correlaciones previas con otras unidades presuntamente basamento en otras napas de la

Cordillera de la Costa, como el Gneis de Sebastopol no es válida dado que ésta última unidad es de edad Ordovícico. En cuanto al mármol de la Quebrada Corozal, el análisis petrográfico y por difracción con rayos x corresponde a un mármol tremolítico, y no diopsídico como señalan RENZ & SHORT (1960).

Es de hacer notar que RENZ & SHORT (1960) no proponen una localidad tipo para el Complejo de El Tinaco, por consiguiente en este trabajo se propone como localidad tipo el cauce superior bajo de la quebrada Corozal, a la cual se llega saliendo de Tinaco por la carretera hacia San Carlos (estado Cojedes), 2,2 Km al norte, en la vía a la mina de amianto. Esta propuesta de localidad tipo se debe a la variedad y buena calidad de los afloramientos. En esa sección el Complejo se encuentra en contacto de falla con el Complejo Sedimentario Corozal.

Adicionalmente se redefine el Complejo Tinaco como una unidad de rocas metamórficas (metaígneas y metasedimentarias) altamente tectonizadas, donde se presenta una amplia variedad litológica como: esquisto, gneis, mármol, anfibolita, trondhjemita, metagranito, volcánicas, etc. Se recomienda además incluir en el Complejo a la actual Formación Pilancones, con los nombres de Volcánicas de Pilancones, con el fin de agrupar estas unidades y así simplificar la terminología geológica del área, comprendidas dentro de la Napa Caucahua - El Tinaco. La adyacente Formación Tiramuto pertenece a la Napa de Villa de Cura



Anfibolita.



Mármol anfibólico.

Quebrada Corozal. Complejo de El Tinaco

LA OTRA CARA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS EN EL ÁREA DE CARACAS

DÍAZ QUINTERO A.

UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología Minas y Geofísica. Caracas 1053. Email: lachuruata@cantv.net

Las rocas metamórficas que conforman los alrededores de la ciudad de Caracas han venido siendo estudiadas y clasificadas desde el año de 1938, cuando AGUERREVERE y ZUOLAGA establecieron los primeros criterios petrográficos y cronoestratigráficos sobre las mismas, a continuación de los cuales, una serie de autores, entre los cuales podemos mencionar a DENG (1951), SMITH (1952), SEIDERS (1965), WEHRMANN (1972), OSTOS, NAVARRO & URBANI (1987), y URBANI (1999) han hecho valiosos aportes para la comprensión del marco regional donde se ubican las citadas rocas.

Ha sucedido que casi paralelamente a las actividades de los autores antes citados, se produjo una intensa intervención de esas rocas, como consecuencia del crecimiento urbanístico que se dio en la ciudad, como consecuencia de lo cual, comenzaron a ejecutarse cortes de altura relevante que permitieron la exposición prolongada de extensas secciones de las mismas, no solamente a las inclemencias del clima local, sino a los efectos del microclima antrópico que genera el hombre en las zonas altamente urbanizadas.

Cronológicamente podríamos establecer que el proceso de intervenciones o de cortes extensos y altos, se inició hacia el año de 1946, cuando se cortó la trinchera que se conoce desde entonces como “La Roca Tarpeya”, donde se expusieron secciones de rocas de los Esquistos de las Mercedes. Posteriormente se inició el urbanismo de las colinas ubicadas al sur del río Valle, donde se localizan las urbanizaciones de Colinas de Santa Mónica Y Colinas de Bello Monte. Así mismo puede destacarse la carretera Panamericana Caracas – Los Teques y la Autopista Caracas – La Guaira. Después de los años 50, la intervención de las colinas se extendió hacia lo que se ha venido denominando el

sureste de Caracas, que ha incorporado al área metropolitana las poblaciones de Baruta y el Hatillo, hasta llegar al cuadro urbano urbanístico “organizado” que existe actualmente. Conviene destacar el concepto “organizado” ya que después del 23 de enero de 1958, ocurrió una lenta, gradual y casi continua ocupación de las “otras colinas” que por no estar “organizadas”, se han denominado “cerros”, en los cuales no se han ejecutado cortes muy altos, pero sí muy numerosos y que también vamos a considerar en este intento de evaluación.

Las respuestas de las rocas han sido variadas y por lo tanto, nos permiten establecer, en algunos casos, relaciones de causalidad casi directas, por ejemplo, los cortes efectuados a lo largo de la Autopista Coche-Tejerías, sobre los esquistos y las filitas grafitosas, generaron inestabilidades a muy corto plazo, lo cual permite catalogar a dichas facies, como materiales muy vulnerables o muy sensibles ante las intervenciones, lo cual obligaría a la adopción de criterios de diseño muy conservadores. Otro caso contrastante al anterior son los cortes en las facies presentes en la Roca Tarpeya, las primeras inestabilidades ocurrieron casi veinte años después, observándose que las mismas ocurrieron en uno de los lados de la trinchera y en un sector muy bien localizado. Las inestabilidades en la carretera Caracas – Los Teques igualmente se desarrollan después de un lapso que ronda los veinte años y cerca de treinta años transcurrieron para que las inestabilidades se generaran en la Colinas de Santa Mónica.

En los casos reseñados, las condiciones a las cuales fueron expuestas las rocas no fueron exactamente las mismas, tampoco son iguales las facies litológicas afectadas. Las condiciones “ambientales generales” pueden ser establecidas, pero ¿Se ha investigado a profundidad el proceso geoquímico o bioquímico que determinó el decaimiento de las propiedades geotécnicas originales de las rocas? La respuesta es un no rotundo. ¿Fueron afectadas las mismas litologías en todos esos casos? Exceptuando las facies grafitosas que son fácilmente identificables, en el resto de los casos, la definición petrológica suele ser genérica y corrientemente se mencionan o se identifican “esquistos”, pero sin un respaldo petrográfico adecuado, ya que éste suele estar ausente en los estudios geotécnicos rutinarios que sobre dichas rocas se han venido efectuando. Personalmente pienso que el costo de materializar tal respaldo es despreciable, en comparación con el costo total del estudio puntual.

Las experiencias vividas en los diversos estudios realizados en los alrededores de Caracas le permiten al autor plantear la persistente presencia de filitas, sin que pueda establecer en que proporción están, ni en cual nivel estratigráfico de las diferentes unidades consideradas se encuentran. Pero hay filitas y las mismas han influido en la evolución de los problemas geotécnicos de la región en una proporción que aun desconocemos.

En consecuencia se plantea la necesidad de iniciar un proceso de profundización del conocimiento de esa otra cara de las rocas metamórficas de nuestro entorno, lo cual pasa por hacer estudios petrográficos mas detallados y por cerrar filas con los especialistas en geoquímica, cuyos aportes pueden ser muy valiosos.

LAS KIMBERLITAS DE GUANIAMO. VENEZUELA (The Guaniamo Kimberlites. Venezuela)

GRANDE S.

UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. Email: grande52@cantv.net.

(Presentación de 22 láminas en CD anexo, carpeta 11. Presentation of 22 slides in enclosed CD, file 11)

En la región de Guaniamo, 300 km al sur de Caicara, estado Bolívar, aflora un conjunto de mantos y diques de kimberlita, cuya meteorización ha producido ricos placeres aluviales diamantíferos, explotados desde 1950 con métodos artesanales. El descubrimiento de estas rocas data de 1988, cuando Peter NIXON, un geólogo sudafricano, reportó su existencia en un artículo de la revista sudafricana *Industrial Diamonds Quarterly* (INDIAQUA) en el cual se describe su ubicación en la cuenca de la quebrada Grande, afluente del río Guaniamo y se muestran fotografías de los delgados mantos y diques de kimberlita. El trabajo incluso menciona determinaciones preliminares de edad K-Ar en flogopita de 1.700 Ma, ubicándolas así en el Proterozoico medio, como otras kimberlitas en el sur de China.

Nuevos trabajos realizados por CHANNER (1999, 2003) y exploraciones de la empresa Guaniamo Mining Company, han realizado estudios más profundos, incluyendo calicatas y perforaciones hasta de 150 m, donde se han extraído núcleos frescos que han permitido establecer mejor la forma y ubicación de estos cuerpos. Se trata en efecto de delgados *sills* o mantos de 1-3,5 m de espesor, con un perfil bastante irregular y un buzamiento promedio de 8-10° N, que aparecen en tres niveles paralelos distintos abarcando unos 230 m. Las típicas chimeneas de brecha o diatremas no han sido halladas en la región. Nuevas determinaciones radimétricas por el método Rb-Sr en flogopita arrojaron edades entre 830 y 700 Ma, colocándolas en el Neoproterozoico, casi 1.000 Ma más jóvenes que la edad antes determinada.

Las kimberlitas de Guaniamo son bastante particulares, incluso lo son los diamantes que contienen. Su tenor puede alcanzar valores récord de hasta 0,3 g/tm, lo cual las hace económicamente muy atractivas, pero son sus propios diamantes las que las hacen tan particulares. La roca es sí es inequigranular, porfídica, con grandes fenocristales de Mg-olivino de 0,4-0,8 cm de diámetro, enstatita, diópsido, flogopita, granate y geikelita (Mg-ilmenita) están embebidos en una matriz fina de olivino serpentinizado, calcita y clorita. Estos tres últimos minerales de seguro reflejan algún tipo de alteración hidrotermal o deutérica del olivino y los piroxenos originales. Aunque parte de la calcita podría ser incluso primaria. Los diamantes son solo xenocristales presentes en la matriz de la roca que fueron arrastrados desde el manto superior durante el ascenso del magma, el cual tuvo que ser bastante rápido para evitar la requilibración del mineral a bajas presiones, que lo destruiría. El diamante es pues una fase metastable traída por la kimberlita a la superficie. El origen del magma kimberlítico se supone ligado a fenómenos de metasomatismo de ciertas porciones del manto superior, en las cuales fueron inyectados volátiles, como H₂O y CO₂, y elementos incompatibles como K y Ti, componentes todos reflejados en la mineralogía exótica de esta roca ultramáfica, como flogopita, geikelita y calcita primaria. Esta composición anómala hace a estos cuerpos metasomatizados particularmente inestables a profundidad obligándolos a un ascenso diapírico que produce una descompresión con fusión parcial y exsolución de volátiles, que genera una erupción explosiva. Según WYLLIE (1982) solo si el ascenso lleva a los diapiros por encima de la transición diamante-grafito, el magma explosivo generado allí contendrá diamante y lo traerá a la superficie. Éstas serían kimberlitas fértiles, como las de Guaniamo o Kimberly (su localidad tipo, en Sudáfrica). Al nivel mundial solo entre 5-10 % de las kimberlitas son diamantíferas, las demás son estériles y solo contienen granate piro, como en Bohemia.

En los diamantes de Guaniamo predominan las formas dodecaédricas, octaédricas y las maclas de espinela, que los mineros locales denominan, respectivamente, “bolitas”, “trompitos” y “triangulitos *Vick*”, términos que describen su morfología perfectamente. Un 80% de los diamantes extraídos son de tipo industrial o *hort*, los demás son de calidad gema, sin embargo son escasos los diamantes con más de 1 quilate (1 quilate gema = 0,2 g). Según un estudio de LAROCCA (2003), efectuado en unos 1.500 diamantes aluvionales de esta región, muestran formas cristalinas complejas, agregados policristalinos, maclas, y hasta forman pequeñas esferillas criptocristalinas. El mismo autor refiere que pueden ser incoloros, amarillos, verdes, grises y pardos, dando posibles explicaciones a cada tonalidad. Los tonos verdosos al parecer se deben al ataque radiactivo mientras que se hallaban en los aluviones, que posiblemente contenían granos o cristales de minerales conteniendo U o Th derivados de los abundantes granitos alcalinos que afloran en el área. Los colores amarillos se deben a fracturas rellenas de hidróxidos de Fe, los grises y pardos a distintos grados de inversión polimórfica a grafito o, posiblemente, a un gran número de microinclusiones de minerales mantelares.

Las kimberlitas al nivel mundial contienen dos tipos de diamantes: peridotíticos y eclogíticos; estas kimberlitas son las más ricas del mundo en diamantes eclogíticos, pues contienen casi un 90% de los mismos. En todas las kimberlitas del mundo la mayor concentración de diamante no se halla en la roca ultramáfica misma, que a menudo forma una especie de matriz que cementa a una brecha formada por xenolitos de rocas mantelares y corticales, sino precisamente en los nódulos mantelares de eclogita, una eclogita de ultra alta presión denominada griquaita (corresponde a las de tipo “A”, de COLEMAN (1972). Los delgados cuerpos tabulares de Guaniamo al parecer son brechas intrusivas repletas de xenolitos corticales de gabro, granito, metalavas y diabasas, siendo muy escasos los mantelares; sin embargo los diamantes son mayormente eclogíticos. Al parecer la violenta inyección de este magma sobrecargado en xenolitos y volátiles disgregó a los nódulos fértiles de eclogita liberando a los diamantes a la matriz kimberlítica, pues localmente el espesor de los mantos no sobrepasa los 30 cm constituyendo una angostura por la cual el flujo hidráulico del magma se volvió turbulento y muy violento, lo suficiente para destruir los nódulos de eclogita, que generalmente no superan los 10-15 cm de diámetro.

Existen dos maneras para determinar el origen peridotítico o eclogítico de los diamantes: a través de la relación isotópica $\delta^{13}\text{C}$, o por el estudio de las inclusiones que contienen. En los peridotíticos esta relación tiene valores cercanos a -5% con una dispersión muy pequeña de $\pm 0,5\%$, indicando una fuente no fraccionada primaria, posiblemente condritica, es decir son diamantes formados junto con el manto terrestre hace más de 3.000 Ma. Se trataría pues de carbono inorgánico primario del sistema solar. Las inclusiones en estos diamantes P son de granate magnesiano (cromo-piro), Mg-olivino, Mg-ortopiroxeno, Ca-clinopiroxeno y de la rara yimengita, una especie de cromita con potasio hallada primeramente en kimberlitas del sur de la China, que evidencian su origen ultrabásico mantelar. La misma relación isotópica en los diamantes eclogíticos E tiene una gran dispersión y va desde valores de $+4$ a -35% , se trata pues, en gran parte, de carbono con una huella fotosintética muy marcada, es decir, carbono orgánico enriquecido en ^{12}C .

El origen de este carbono no es difícil de explicar: se trata de restos de vida marina presentes en pelagitas u otros sedimentos marinos suprayacentes a la corteza oceánica y que fueron, al menos parcialmente, subducidos junto con ésta dentro del manto profundo. Esta materia orgánica soterrada se transformó primero en grafito, posiblemente

debajo del complejo de subducción, y 100 km más abajo, a más de 50 kb de presión, en diamante. Las inclusiones halladas en los diamantes E en vez comprenden onfacita (Na-Ca clinopiroxeno), granate almandino-piropo, cianita, rutilo y sulfuros, como pirrotita y calcopirita, que evidencian un origen máfico, pues la eclogita no es sino corteza oceánica metamorfizada a muy altas presiones en las zonas de subducción. CHANNER (op.cit.) indica que la presencia abundante de estos diamantes eclogíticos pudiera indicar la existencia de una zona de subducción proterozoica al este de la región de Guaniamo, en la zona del río Suapure, algo que tendría importantes implicaciones para la historia geológica del Escudo proterozoico.

La laterización tropical, tan intensa en esta región, ha creado un horizonte descompuesto y saprolítico de al menos 30 m de espesor. Siendo estos cuerpos tan delgados, es evidente que las partes más someras de estos mantos levemente inclinados yacen enteramente dentro del este horizonte. De este modo se ha formado un producto de descomposición abigarrado, de colores verdes, amarillos, marrones, azulados y rojizos, que los mineros llaman “pintura”. Sin embargo, a niveles algo profundos del horizonte laterítico la continua oscilación del nivel freático en este régimen monzónico de lluvia-sequía muy pronunciado ha causado la silicificación de la kimberlita, produciendo un horizonte muy duro y resistente, que los mineros llaman “pared”. En realidad debería llamarse “piso” o “platabanda”, puesto que es un horizonte de suelo. La pared es una desgracia para los mineros pues extraer diamantes de ella es exponerse a destruirlos, debido a la dureza del material, similar a la calcedonia. El mismo razonamiento aplicaría a una extracción industrial también. En la “pared” son notables los abundantes pseudomorfos silicificados de olivino euhedral, de aspecto terroso y color blancuzco. En vez la “pintura”, ubicada por encima de la “pared”, es fácil de lavar siendo un material arcilloso deleznable; además los diamantes se han concentrado en ella en proporción 7-10 veces mayor que la que tienen en la kimberlita fresca, la cual solo se consigue en perforaciones profundas, obviamente.

Las primeras explotaciones artesanales en la quebrada Grande beneficiaron gravas diamantíferas soterradas debajo de unos 8-9 m de aluviones recientes. Dichas gravas al parecer se formaron durante la última era glacial, cuando el clima en el Escudo de Guayana era mucho más seco que el actual, incluso llegando a ser árido, de modo que el drenaje era intermitente y formaba torrenteras efímeras. Sin embargo las excavaciones a partir de 1972 fueron más abajo de este horizonte gravoso, alcanzando los 25 m, pero la producción seguía en aumento. Era obvio que los mineros, sin tener ninguna preparación ni conocimientos estaban ya explotando el horizonte de “pintura”, una zona de enriquecimiento secundario desarrollada encima de los cuerpos soterrados de kimberlita. Algunas perforaciones y excavaciones a veces dejaban al descubierto los delgados mantos o algunos diques alimentadores casi verticales, pero de seguro eran confundidos con cuerpos de diabasa o gabro comunes en la región, pero solo hasta 1988, cuando un experto sudafricano en kimberlitas viajó a esta región se pudo acertar la existencia de esas rocas madre diamantíferas.

Las kimberlitas de Guaniamo son las únicas halladas hasta ahora en Venezuela. Existen numerosos aluviones diamantíferos en otras partes del estado Bolívar, en Guyana y Brasil, pero en ninguna otra localidad se ha hallado la roca madre kimberlítica tan claramente expuesta. CHANNER (1999) menciona la posibilidad de que otros hallazgos podrían hacerse en el futuro inmediato, pues las regiones afectadas por intrusiones kimberlíticas no son zonas puntuales sino grandes cratones arqueanos, donde la litosfera continental tiene una profunda raíz de más de 150 km. Y es imposible que estos cratones se limiten a zonas tan restringidas como la de quebrada Grande solamente. Superponiendo el mapa de Sudáfrica sobre el del Escudo de Guayana es obvio que el campo de kimberlitas de Transvaal abarca la totalidad del Escudo de Guayana, incluyendo partes de Brasil y las Guayanas, puesto que mide 1.200 km x 900 km, es decir, un área mayor que la de toda Venezuela. De este modo las perspectivas para la industria diamantífera en el Escudo de Guayana lucen muy esperanzadoras, será posible a futuro el hallazgo de enjambres de diatremas y chimeneas altamente productivos, y encontrar kimberlitas, alnoitas o lamproitas en otras partes del Escudo donde se explotan desde hace décadas aluviones diamantíferos, como San Pedro de las Bocas, El Paují o Icabarú.

ROCAS ÍGNEAS DE LA PENÍNSULA DE PARAGUANÁ (Igneous Rocks of the Paraguaná Peninsula, Venezuela)

GRANDE S.

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

En la península de Paraguaná afloran dos grandes conjuntos de unidades de rocas ígneas, altamente contrastantes, tanto por su mineralogía y litología, como por su marco tectónico de origen, y su edad geológica. Éstos son:

1. Mesa de Cocodite: donde afloran la Metagranodiorita de El Amparo y un probable basamento gnéisico-fílitico, de posible edad Paleozoico tardío a Proterozoico. La unidad denominada Filita de Pueblo Nuevo es edad Jurásico, pues contiene amonites fósiles que permitieron datarla. Ésta debe estar en contacto erosional y/o tectónico sobre el basamento antiguo que incluye al El Amparo y las posibles rocas metamórficas antiguas asociadas.

2. Napa ofiolítica de Paraguaná: formada por:

a. Las unidades Santa Ana, Siraba, Capuana y Arajó: integrado por rocas como basalto, diabasa, gabro y anortosita, de afinidad tholeítica.

b. Ultramáficas de El Rodeo: integrado por harzburgita y dunita serpentizada con cromitita podiforme, intrusionadas por diques marginales de gabro pegmatítico.

En pocos lugares de la geografía nacional es posible evidenciar tan claramente la yuxtaposición tectónica de litologías con edades tan diferentes y tan distinto carácter litológico como en la península de Paraguaná. El contacto entre ambas unidades no aflora debido a que toda la península está cubierta por una secuencia sedimentaria tabular de edad MiocenoTardío, formada por calizas algales, areniscas calcáreas y lutitas de la Formación Paraguaná, a su vez cubierta en discordancia por el Conglomerado del Alto, de edad Pleistoceno.

Se considera esta región como parte del complejo límite sur de la placa del Caribe, donde porciones de la corteza anómala del Caribe han sido obducidas sobre el margen continental de Sudamérica a raíz de la colisión transpresiva de dicha placa oceánica con el margen norte de Sudamérica. En la Mesa de Cocodite, al norte de Pueblo Nuevo aflora un complejo granítico-metasedimentario muy peneplanizado y meteorizado, que apenas alcanza 180 m de altura. Son pocos los datos radiométricos disponibles en estas rocas, pero existen edades U-Pb en esfena en el Metagranodiorita de El Amparo de 262-265 Ma, que lo colocan en el Pérmico, es decir, se podría tratar de rocas del ciclo Ouachita-Apalachiano. Empero esta edad requiere confirmación con métodos más modernos, como U-Pb en circon, no siendo totalmente confiable, lo que podría indicar que este Granito es aun más antiguo, y quizás tenga una edad similar a la del Granito de Guaremal (550 Ma) o la de otros granitos que afloran en los Andes de Mérida, como el de Caparo. El complejo metamórfico asociado a este plutón pareciera ser aun más antiguo, Paleozoico temprano o hasta Proterozoico, aunque los escasos y meteorizados afloramientos existentes realmente no permiten acertar si el granito es intrusivo en las metamórficas, o se trata de un bloque tectónico aparte. Los más recientes estudios de campo efectuados por MENDI & RODRÍGUEZ (2004) parecen demostrar que existen ambos tipos de contactos entre la metagranodiorita y las metasedimentarias, en ciertas partes intrusivo con desarrollo de una aureola de contacto de hornfels andalucíticos, y en otras partes, tectónico.

Las rocas de afinidad oceánica afloran formando cerros y filas que alcanzan los 870 m de altura en el cerro Santa Ana, y sólo unos 350 m en el cerro El Rodeo. En su conjunto representan una suite ofiolítica casi completa, pues están presentes desde basaltos tholeíticos a serpentinitas, pasando por casi todas las variedades de rocas gabroides y ultramáficas, muchas con texturas de cúmulo. En la dunita del cerro El Rodeo se halla un pequeño lente (*pod*) de cromitita, pero sin valor económico debido a lo escaso de sus reservas, apenas 0,01 Mt. Esta unidad posiblemente perteneció a la corteza oceánica del Caribe, la llamada *Caribbean Large Igneous Province (CLIP)*, de la que numerosos fragmentos obducidos se encuentran en la península de Nicoya en Costa Rica, la cordillera Occidental de Colombia y la isla Gorgona, en las cercanas islas de Aruba y Curazao, y también en las penínsulas de la Goajira y de Araya-Paría (KERR *et al.* 2002). Estas rocas pues tienen edad Mesozoico, posiblemente Cretácico medio, pues forman parte de la litosfera oceánica de la placa del Caribe, por lo tanto no se relacionan para nada con las de la unidad granítico-metamórfica anterior.

Siguiendo estas consideraciones es evidente que el contacto entre ambas unidades, la continental y la ofiolítica, es seguramente tectónico. Estudios geofísicos de refracción profunda muestran que la napa ofiolítica solo tiene una raíz de unos 4 km, y que debajo de ella yace un basamento continental que en efecto aflora al norte del complejo ofiolítico. Estudios gravimétricos muestran la existencia de grandes fallas de rumbo casi W-E que atraviesan el basamento de la península de Paraguaná, pero éstas pudieran ser estructuras más jóvenes ligadas a la neotectónica del Caribe y no al corrimiento principal que emplazó estas rocas antes del Mioceno.

Las rocas de afinidad continental, en especial la Metagranodiorita de El Amparo, podrían pertenecer a la orogénesis Ouachita-Apalachiana, que fue una megasutura continental a escala global ocurrida hace unos 300-250 Ma, o un evento orogénico aun más antiguo, Panafricano o Grenvilliano. Este dilema solo podrá resolverse con nuevos datos geocronológicos. La parte sur del gran orógeno Apalachiano corresponde a la cordillera de Ouachita, que aflora en el sur y SE de Estados Unidos, la parte norte es el orógeno Apalachiano, que se prolonga hacia Groenlandia y Europa en el orógeno Caledoniano. Este orógeno Ouachita muestra gran deformación y muchos sobrecorrimientos, y comprende sedimentos marinos de someros a muy profundos (incluyendo novaculitas), pero muestra una total ausencia de rocas ígneas y ningún metamorfismo. Solo existe alguna escasa evidencia de cuarzo o fragmentos volcánicos en alguna de sus areniscas. Si formó parte de un orógeno colisional no pudo representar sino la zona o cuenca antepaís del mismo, en cuyo *foredeep* se depositaron las novaculitas. Empero, si un océano fue

cerrado durante esta orogenia, tuvo que haber subducción y la formación de un margen activo en el continente opuesto, es decir, en el norte de Sudamérica. Porciones de dicho arco volcánico-plutónico se reconocen en Venezuela y arrojan edades entre 270-260 Ma, incluyendo el Gneis de Cabriales, el Gneis de Sebastopol y el mencionado Granito de El Amparo. Rocas de edades similares se encuentran también en los Andes de Mérida, sobre todo en la zona de Valera-La Puerta y Timotes-Chachopo.

Por otra parte, si estas rocas son aun más antiguas representarían la sutura terminal que dio origen al supercontinente de Gondwana, la orogénesis Panafricana-Brasiliana hace 500-600 Ma, o al evento proterozoico que dio origen al supercontinente de Rodinia, en el Proterozoico tardío, hace 1.000 Ma.

Si se observa el ancho de un margen activo actual, por ejemplo los Andes centrales de Perú, es obvio que un orógeno como el Ouachita antes de ser separado por el *rifting* que abrió el proto-Caribe y separó a Norteamérica de Sudamérica (realmente Gondwana occidental), tuvo que tener a menos 300-400 km de ancho en sentido N-S. De este modo, si se considera que los bloques de Yucatán y Chortis formaban parte del margen norte de la placa Sudamericana cuando se formó este orógeno, y sobre todo cuando se generó el margen activo, es muy posible que las rocas de ese arco volcánico y de la sutura ofiolítica generada mayormente se hallen en el basamento de la plataforma de Yucatán y en el propio bloque Chortis, en Honduras-Nicaragua. Solo granitos, de origen anatóctico, generalmente peraluminicos y micáceos, generados en zonas retro-arco compresivas, tal cual como podrían ser los cuerpos de El Amparo, Cabriales, Sebastopol y los andinos, situados más al sur y detrás de la zona de sutura, pudieron preservarse en el norte de Sudamérica, pues gran parte de la anchura del arco volcánico calco-alcalino estaba en los mencionados bloques, que luego por *rifting* fueron separados y rotados hasta su actual posición, lejos de Sudamérica.

Con respecto a las rocas máfico-ultramáficas del complejo ofiolítico, es bastante probable que se trate de fragmentos obducidos de la litosfera de la placa del Caribe emplazados sobre el margen continental del norte de Sudamérica, representado por el complejo granítico-metasedimentario paleozoico, o más antiguo, situado más al norte. Muchos modelos se han propuesto para explicar el espesor anómalo de 12-15 km de la corteza oceánica del Caribe. Entre ellos destacan la sugerencia de que se trate de una porción de la placa del Pacífico afectada por una pluma mantelar que extrusionó enormes volúmenes de lavas basálticas tholeíticas y alcalinas, incluyendo localmente picritas (Curazao Lava Formation) y komatitas (isla Gorgona, Colombia). Airadas controversias existen sobre si la pluma en cuestión es la que está presente actualmente debajo de las islas Galápagos u otra, extinta o inactiva actualmente. Las extrusiones de lava muy fluida, de ultramáfica a máfica se esparcieron por el fondo del Caribe ancestral generando una gruesa meseta submarina, similar a la meseta Ontong-Java en el sur Pacífico o a la Provincia Magmática del Atlántico norte. La corteza oceánica se engrosaría a más del doble de su espesor habitual de 6-8 km, hasta alcanzar los 12-15 km.

La placa oceánica anómala entraría en el Terciario medio en colisión transpresiva oblicua con el norte de Sudamérica generando un complejo orógeno en el cual fueron obducidos fragmentos de la misma en forma de varios complejos ofiolíticos, aflorantes en la Goajira, Paraguaná, cordillera de la Costa, Margarita y Araya-Paria. La actual placa del Caribe ha quedado pues atrapada entre dos zonas de subducción, la de Centroamérica al oeste y el arco de Grenada al este, y dos amplias zonas transpresivas, con algunas regiones transtensivas, como las fosas de Caimán y de Cariaco, que demarcan los complejos límites norte y sur de la misma con los continentes norteamericano y sudamericano. Justo al norte de Paraguaná y la Goajira se ha formado un cinturón de sobrecorrimiento caracterizado por una subducción plana en la cual la placa del Caribe está siendo sobrecorrida por el bloque Maracaibo con movimiento al norte y Paraguaná se halla justo en el extremo norte de dicho bloque. La subducción ha generado focos sísmicos débiles a unos 120 km debajo del lago de Maracaibo, pero debido al bajo ángulo carece de la suficiente cuña mantelar astenosférica que podría comenzar a formar un arco volcánico, por los momentos.

**ROCAS VOLCÁNICAS DE FALCÓN CENTRAL. VENEZUELA:
CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y TECTÓNICA, MODELOS PROPUESTOS.
(Volcanic Rocks of Central Falcón. Venezuela: Geochemical and Tectonic Discrimination,
Proposed Models)**

GRANDE S.

UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. Email: grande52@cantv.net.
(Presentación de 25 láminas en CD anexo, carpeta 12. Presentation of 25 slides in enclosed CD, file 12)

En la parte central de la Cuenca de Falcón aflora un conjunto de cuerpos subvolcánicos alcalino-máficos en forma de mantos, diques, cuellos y chimeneas intrusionados en las secuencias pelítico-psamíticas de las formaciones

Paraíso y Pecaya, de edad Oligoceno temprano a medio. Determinaciones de edad por el método Ar-Ar dan valores variables entre 23 a 15 Ma, siendo las rocas más antiguas aquellas situadas en la parte oeste de la cuenca. Quince cuerpos afloran en dos bandas de rumbo aproximado N60E, casi todos son cerros bastante empinados, de forma cónica y cubiertos por abundante vegetación. La banda situada más al sur contiene los cuerpos más antiguos, erosionados y de menor tamaño, que comienzan con los cerros Garrapata y Atravesado, prosigue con el manto de Las Guarabitas, hacia los cerros Ciénaga, El Sol, Pascual, Paraguachoa, Alonzo y Mataire. La banda situada más al norte contiene los cuerpos más jóvenes y de mayor tamaño, los cerros Agachiche y Manaure, éste último con 2 km de largo, pero solo unos metros de espesor por tratarse de un manto inclinado.

Varios modelos han sido propuestos para explicar este particular vulcanismo intraplaca en la Cuenca de Falcón. Según ESCORIHUELA & RONDÓN (2002) los datos geoquímicos graficados en los diagramas de discriminación tectónica de basaltos, propuestos por PEARCE (1982), PEARCE & CANN (1973), MESCHEDÉ (1986), WOOD (1980), FLOYD & WINCHESTER (1975) y otros, así como el diagrama de variación de REE condritico, muestran claramente una afinidad intraplaca WPB, de alcalina a transicional. Los magmas que originaron estos cuerpos se generaron en el manto superior seguido a un proceso de expansión cortical o *rifting*, pero de modestas proporciones, que nunca llegó a la etapa final de separación continental y creación de nueva corteza oceánica. Algunas rocas son basaltos alcalinos y hawaitas, otras son basanitas-tefritas pues contienen remanentes alterados de nefelina, noseana y olivino, todas son de carácter alcalino sódico; según MUESSIG (1972) algunas muestran afinidad alcalina potásica, siendo éstas muy escasas y presentes solo como diques tardíos que cortan a cuerpos mayores, como el cerro Paraguachí. Las rocas en afloramiento se muestran a menudo como mantos y cuellos con estructuras columnares y una intensa alteración hidrotermal, que en algunos casos destruye todo vestigio de la mineralogía original. La evidencia de campo muestra que estos magmas fueron inyectados en el fondo de un graben o *rift*, dentro de sedimentos marinos profundos, poco o nada consolidados y saturados en agua marina. De ahí la gran alteración hidrotermal que se observa, que ha serpentizado al olivino, cloritizado o anfibolitizado a los piroxenos y carbonatado a las plagioclasas y los clinopiroxenos, originalmente augitas titaníferas.

Uno de los cuerpos más resaltantes es el formado por los cerros Atravesado y Garrapata, que son las rocas con edades más antiguas, de hasta 23 Ma, situadas en el extremo oeste de la Cuenca. Estas lavas son tan ricas en xenocristales mantelares, xenolitos mantelares y corticales que podría decirse que estos cerros representan un diatrema o chimenea de brecha intrusiva, repleto de fragmentos del manto superior y de la corteza atravesada. Son comunes los xenocristales de pargasita mantelar y abundan los xenolitos de rocas ultramáficas (nódulos mantelares), gabroides, cuarcíticos y hasta de raros mármoles de alto grado, con espinela y diópsido. Los de rocas sedimentarias, ahora pirometamorfizadas, es posible que provengan de las napas sedimentarias cretácicas que se supone forman el basamento de la Cuenca de Falcón, o incluso de un basamento paleozoico más profundo. Los nódulos mantelares y los xenocristales de pargasita son frecuentes en lavas de tendencia alcalina, originadas en el manto profundo, y éstas resultaron geoquímicamente ser basanitas-tefritas, pero los xenolitos gabroides requieren más investigación. Una posibilidad es que fueron arrancados por el magma ascendente cuando éste atravesó un complejo ofiolítico similar al de Siquisique, que aflora algo más al sur de la región, pero existente también en el basamento de la Cuenca de Falcón. Se requiere de mejores y más detallados estudios de esos xenolitos para acertar su origen.

De los modelos de *rifting* intracontinental propuestos los dos que tratan de explicar el origen de estas lavas se pueden resumir del modo siguiente:

1. MUESSIG (1972): Se trata de una cuenca *pull-apart* ahora invertida y plegada, generada por dos fallas transcurrentes maestras W-E que crearon un estiramiento litosférico lo suficientemente grande como para permitir la descompresión del manto superior y generar magma máfico intrusivo, de tendencia alcalina intraplaca.

2. AUDEMARD (1999): Se trata de una cuenca retro-arco extensional relacionada con la misma expansión que dio origen a la cuenca de Grenada y a la separación de la Prominencia de Aves del arco de Grenada. La reconstrucción tectónica muestra que durante el Mio-Oligoceno la zona de expansión retro-arco se hallaba justo donde está la Cuenca de Falcón hoy en día. La prolongación de esta zona de extensión de modo diacrónico hacia el continente causó una pequeña expansión capaz de generar modestas cantidades de basaltos alcalinos y basanitas.

Los diagramas de discriminación de basaltos casi no pueden discriminar entre ambas hipótesis, pues en ambos casos se generarían lavas alcalinas intraplaca WPB. Pero la alineación de los cuerpos en sentido W-E no concuerda con el modelo de *pull-apart*, en el que los cuerpos deberían estar orientados en sentido N-S, ortogonales a su actual posición.

Todo el episodio de expansión y vulcanismo fue relativamente efímero, pues tuvo una duración total de unos 8 Ma. Los modelos geotectónicos del norte de Sudamérica muestran que el régimen extensional fue rápidamente sustituido por uno compresivo, debido al choque distal del arco de Panamá con el margen oeste de Sudamérica. De este modo el *graben* fue invertido y se generó el Anticlinorio de Falcón. Sin embargo fue muy particular la manera como los cuerpos subvolcánicos intrusivos respondieron a este plegamiento. Los cuerpos tabulares de tipo manto o

sill, como las Guarabitas y algunos mantos laterales que se desprenden de las chimeneas del cerro Agachiche se comportaron de manera frágil, desquebrajándose, de modo que los antiguos cuerpos continuos se han vuelto un conjunto de bloques tabulares caóticos, que muestran buzamientos variables en todas direcciones. Los cuellos y chimeneas, más masivos y verticales, simplemente se inclinaron levemente, tal como ocurre con las chimeneas del cerro Agachiche. Todo eso es debido a que la roca caja era principalmente lutítica y se comportó plásticamente durante el plegamiento; en la Formación Paraíso existen también algunos gruesos paquetes interestratificados de arenisca que se comportaron de modo bastante similar a los cuerpos ígneos tabulares.

El cuerpo de Las Guarabitas es el que se halla mejor expuesto, puesto que alguna vez el material máfico allí aflorante fue utilizado como piedra de construcción, dejando así grandes cortes frescos. Además la tala para hacer potreros para ganado caprino ha dejado expuestos varios cuellos, parte del manto intrusivo y la aureola de contacto incipiente que el magma produjo al intrusionar los sedimentos. En las rocas lutíticas de la Formación Pecaya, ricas en materia orgánica, la misma ha recrystalizado a estructuras que casi alcanzan a ser grafito, mientras que las areniscas han sido transformadas en cuarcitas blancas manchadas por óxidos de hierro rojizos. De este modo se asegura la naturaleza intrusiva de estos cuerpos, siempre cuestionada. Evidentemente debido al pequeño grosor de los mantos (de 1-3 m) o de las chimeneas (30-100 m) el espesor de las aureolas de contacto formadas es bastante escaso, a lo sumo unos 50 cm, y tampoco hubo condiciones para formar minerales de alta temperatura, como cordierita, hipersteno y/o andalucita.

La alteración deutérica es notable en estas rocas, ha producido biotita titanífera y ha destruido casi totalmente a los minerales subsaturados, como feldespatoides y olivino, contribuyendo a cloritizar al clinopiroxeno. Sin embargo en esa misma zona la alteración hidrotermal submarina fue mucho más intensa y ha producido una gama de rocas alteradas y texturas. Son frecuentes las texturas variolíticas y amigdaloides. En las partes superiores del manto intrusivo se han hallado brechas hidrotermales, donde fragmentos angulares de 2 a 7 cm de lava basáltica están embebidos en una matriz de cuarzo criptocrystalino y pequeños cristales de siderita lenticular. En otros lugares de las chimeneas allí aflorantes los juegos de diaclasas han sido rellenados hidrotermalmente por la misma asociación mineral secundaria de cuarzo y siderita, solo que localmente en grietas o fracturas más abiertas los cristales de ambos minerales se han desarrollado bastante, generando hermosas drusas. Sorprende la intensidad de la alteración hidrotermal en estas rocas, pero se debe recordar que fueron intrusionadas en sedimentos saturados en agua y por ende se crearon las condiciones perfectas para una corta pero intensa etapa de alteración hidrotermal, en la cual también localmente se depositaron algunos sulfuros, como piritita y calcopiritita. La siderita posiblemente proviene de la meteorización o de una ulterior alteración hidrotermal de estos sulfuros ricos en hierro. También es curiosa la presencia de abundante cuarzo, sobre todo cuando se trata de rocas alcalinas subsaturadas en sílice, pero la sílice proviene de la alteración de los silicatos de las lavas y quizás de la roca caja sedimentaria, no del hecho que éstas contengan sílice libre.

En general el modelo más probable se puede resumir como sigue: la expansión comenzó de manera violenta, con la irrupción del diatrema o chimenea de brecha de los cerros Atravesado y Garrapata, cuyas lavas están repletas de xenolitos y xenocristales, constituyendo verdaderas brechas intrusivas, posiblemente se pudo formar un mar, el cual ya ha sido erosionado. Durante la siguiente etapa la extensión de la litosfera debajo de la Cuenca de Falcón fue mayor, se alcanzaron mayores, pero aun moderados porcentajes de fusión parcial de la peridotita mantelar que originaron magmas máficos alcalinos, que siendo muy fluidos fueron intrusionados como mantos entre los estratos sedimentarios. Luego siguió la intrusión de varios cuerpos más, hasta completarse la primera banda W-E; posteriormente se produjo un salto hacia el norte del eje de expansión de la cuenca y se generó la zona volcánica más joven, representada por los cerros Agachiche y Manaure, los de mayor tamaño. Los magmas eran algo hidratados y de tendencia alcalina sódica principalmente, aunque existen algunas lavas de tendencia alcalina potásica, pero muy escasas, del tipo tristanita. Los volátiles acumulados en el magma en las últimas etapas de cristalización produjeron una alteración deutérica que generó biotita titanífera y posible anfíbol kaersutita, con un fuerte pleocroísmo rojizo o marrón, cloritizó al piroxeno y serpentinizó a los escasos fenocristales de olivino presentes en estas lavas subsaturadas. Luego el contacto de estos cuerpos calientes con el agua atrapada en los sedimentos circundantes creó las condiciones perfectas para el establecimiento de celdas de circulación hidrotermal que a la larga causaron una gran alteración en las rocas y depositaron típicos minerales de alteración secundaria en las grietas y diaclasas, generando hermosas drusas con cuarzo hialino, siderita lenticular y escasos sulfuros de hierro, sobre todo en las chimeneas más masivas. Los mantos fueron afectados también por la alteración hidrotermal generando en su contacto superior brechas hidrotermales intrusivas, con textura de brecha cementada por los mismos minerales, pero en un tamaño microcrystalino, formando drusas.

**DATACIÓN GEOCRONOLÓGICA DE LA TRONDHJEMITA PRESENTE EN EL CERRO PARIAPÁN,
ESTADO GUÁRICO. VENEZUELA**
(Geochronologic dating of trondhjemite present in cerro Pariapán, Guarico State, Venezuela)

IZTÚRIZ A.T. & GRANDE S.

UPEL-IPC. Dpto. de Ciencias de la Tierra. Email: atizturiz44@hotmail.com

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

(Cartel en CD anexo, carpeta 13. Poster in enclosed CD, file 13)

El objetivo fundamental de este trabajo fue la datación de rocas ígneas ácidas intrusivas (trondhjemita) localizadas en un afloramiento de metalava asociada a la unidad litológica de las Volcánicas de Las Hermanas en el cerro Pariapán, al norte de la ciudad de San Juan de Los Morros. La zona de estudio se ubica en la Faja Piemontina al borde sur del denominado bloque de Villa de Cura, el cual se extiende por más de 250 km en sentido este-oeste y tiene unos 28 km de ancho en dirección norte-sur, que forma parte de la Serranía del Interior de la cordillera del Caribe. El bloque tectónico de Villa de Cura está compuesto por rocas metavolcánicas y metasedimentarias de granulometría variable, agrupadas en las siguientes unidades:

a) Villa de Cura: esta unidad, fue subdividida en cuatro por NAVARRO (1983) - Unidad de meta-tobas, unidad de meta-lavas, unidad de granofels y unidad de lavas, brechas y tobas. Se reconoce por el típico color verde de sus rocas meta-ígneas que, en algunos casos, presentan foliación.

b) Las Hermanas: constituidas por aglomerado volcánico de grano grueso mal escogidos y con fragmentos de naturaleza diversa, toba lítica de ceniza y lapilli sausuritizada, meta-lava y lava almohadillada amigdaloide y brecha de flujo. En general, se pueden describir como rocas de tipo volcánico, resaltando la ocurrencia de materiales de aspecto filítico con carácter sedimentario.

El espesor es variable en las distintas secciones: Villa de Cura (total): Un promedio de 9,5 km. b) Las Hermanas: Entre 780 y 1.200 m.

Contactos: de fallas de corrimiento sobre las unidades sedimentarias más jóvenes.

Edad: la unidad Las Hermanas tiene una edad del Cretácico medio (120 Ma).

Ambiente: Las unidades de metatoba, metalava y granofel de la Asociación Metavolcanosedimentaria Villa de Cura pertenecen a una zona de ante-arco de un arco volcánico. Los resultados permiten corroborar que las rocas pertenecientes a la unidad Las Hermanas corresponden a metalava, metatoba y brecha originadas en un arco de islas volcánico de composición andesítico-basáltica.

Se procedió a realizar un trabajo de campo para verificar la existencia de las trondhjemitas y recolectarlas. En el Intevp se hizo la preparación para el análisis de difracción de rayos X (DRX), con el propósito de determinar los principales minerales presentes; además se realizaron secciones finas de rocas para su estudio petrográfico. Las muestras fueron analizadas en el Departamento de Geología de la UCV por fluorescencia de rayos X (FRX) con el objeto de obtener la composición química de las rocas presentes. Finalmente, se enviaron unos 8 kg estas rocas a ActLabs, en Canadá, para su datación radimétrica por el método U-Pb en circones.

A través del análisis petrográfico se identificaron albita y cuarzo como los minerales principales de la roca, anfíbol como secundario y circón como accesorio. En el triángulo de clasificación de rocas ígneas cae en las coordenadas: A = 2 %; P = 65 %; Q = 33 % correspondiente a las trondhjemitas. El circón es un mineral de suma relevancia porque contiene apreciables U y Pb. Los resultados de los análisis petrográficos fueron corroborados y reforzados por los datos obtenidos a través de DRX y FRX. La información dada por FRX reveló una composición andesítico-basáltica o intermedia para las rocas ígneas relacionadas con las trondhjemitas (dioritas y metalavas). Por medio del estudio geocronológico (datación U-Pb) se determinó una edad bastante precisa de $119,9 \pm 0,3$ Ma (Fig. 1).

Estos enclaves trondhjemíticos pudieron formarse por un proceso de inmiscibilidad o por cristalización fraccionada a partir de un magma de composición andesítico-basáltica en un ambiente de arco de islas volcánico. Otra posibilidad es que se trate de xenolitos provenientes de las raíces del propio arco volcánico, donde generalmente ocurren procesos de fraccionamiento en cámaras magmáticas andesítico-basálticas que pueden generar diferenciados trondhjemíticos. Los circones analizados tienen 120 Ma (Aptiense) de modo que la roca que los contiene podría indicar que la edad del arco volcánico corresponde a Cretácico medio. Esto permite establecer una relación temporal entre las diferentes unidades litológicas que se hallan en la zona de estudio: las metalavas que contienen a las trondhjemitas no intrusionan a las rocas que componen a la Formación Garrapata; ya que las primeras son más antiguas que las segundas, de edad Maastrichtiense-Paleoceno (65 ± 5 Ma).

Es importante destacar que edades K-Ar de 119 ± 4 Ma y de 112 ± 4 Ma en rocas de afinidad calco-alcalina provenientes de metalavas de Las Hermanas (LOUBET 1985, en NAVARRO 1985) coinciden con las determinadas en las rocas trondhjémíticas estudiadas y son indicativas de la edad del arco volcánico. Por otra parte, KLUGE *et al.* (1992) reportan una edad de U-Pb 112 Ma para la trondhjémita de Matasiete, Isla de Margarita.

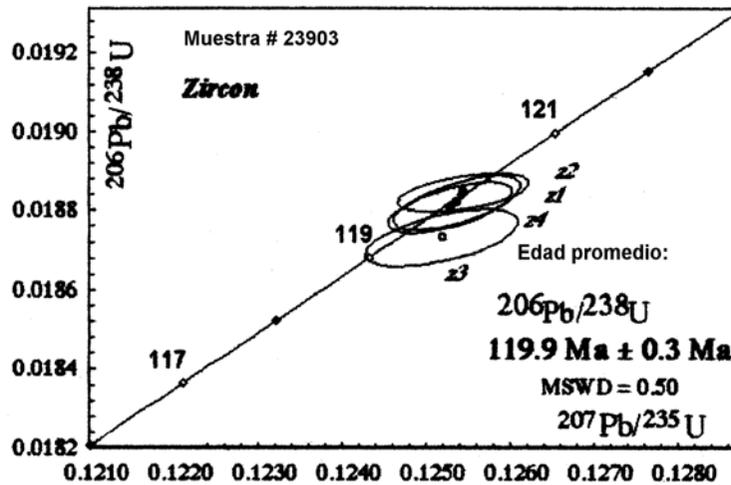


Figura 1. Diagrama de concordia de circones de la trondhjémita datada por U/Pb.

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE PARAGUANÁ, ESTADO FALCÓN (*) (Geological integration of the Paraguaná Peninsula, Falcón state, Venezuela)

MENDI D. & RODRÍGUEZ E.

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

Email: davidmendi@cantv.net

Tutor: Franco URBANI. UCV y FUNVISIS. Caracas.

(*) Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Presentación de 50 láminas en CD anexo, carpeta 14. Presentation of 50 slides in enclosed CD, file 14)

La zona de estudio corresponde a la Península de Paraguaná, que comprende un área total de 2.273 km², con coordenadas geográficas Latitud Norte 11°30'18" (Pta. de Médano Blanco) y 12°11'46" (Cabo San Román) y Longitud Oeste 69°41'07" (Punta Grande) y 70°18'05" (Punta Salinas). El objetivo principal de este trabajo consistió en la recopilación, integración y actualización de la cartografía geológica existente, y la elaboración de una síntesis de la evolución geológica de la zona. Surge de la necesidad de contar con una base geológica de la Península actualizada, adaptando la nomenclatura de las unidades ígneo-metamórficas a las normas internacionales de unidades litodémicas y con ello formar la capa temática digital de la geología de superficie para su uso en diversas actividades.

Para la elaboración de los mapas se utilizó toda la información cartográfica y trabajos previos existentes. El trabajo se realizó en tres etapas: etapa compilatoria la cual consistió en la obtención de la información y construcción de los mapas, etapa de campo donde hizo un chequeo general en la zona de estudio para corroborar la información previa y mejorarla donde fuese posible, y la etapa de oficina donde se corrigieron los datos con la información de campo y se digitalizaron los mapas. Para compilar la información obtenida y presentarla adecuadamente y según lo amerite el caso, se sigue la técnica del calco, en donde con ayuda de una mesa de luz, la información encontrada en los diversos trabajos previos es traspasada a la nueva hoja de integración, que posteriormente se digitalizaron. Estas hojas consisten de un papel translúcido poco deformable adecuado para este tipo de aplicaciones.

Se elaboraron 12 mapas geológico-estructurales, 9 a escala 1:50.000 y 3 a escala 1:25.000, donde se presentan una serie de unidades ígneo-metamórficas y sedimentarias-geomorfológicas, las cuales se señalan continuación:

Cuaternario – Holoceno

Diversas unidades de rocas aluvionales y coluviales
Qpea Conglomerado El Alto

Terciario

Tpp Formación Paraguaná (Plioceno Temprano)
Tmca Formación Cantaure (Mioceno Temprano)

UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS

Unidades de litosfera oceánica

Cretácico

Ksa Basalto de Santa Ana
Ksa2 Basalto porfídico
Ksa1 Basalto afanítico
Ka Diabasa de Arajó
Kc Gabro de Capuana

Kc5 Gabro sausuritizado
Kc4 Gabro pegmatítico gnéisico
Kc3 Gabro pematítico
Kc2 Leucogabro
Kc1 Gabro olivinífero-piroxénico de Siraba
Ker Ultramáficas de El Rodeo
Ker1 Dunita
Ker2 Ultramáficas de El Rodeo con alteración silico-ferruginosa-magnesiana

Unidades de corteza continental

Jurásico Tardío

Jpn Filita de Pueblo Nuevo

Pérmico

Pea Metagranodiorita de El Amparo

Desde el punto de vista estructural, la Península de Paraguaná es considerada como un bloque tectónico individualizado por fallas responsables de su geometría actual. Tanto la costa oriental como la occidental están controladas por fallas de orientación NNO-SSE y dispuestas en échelon; hacia el exterior de la Península, la falla de Pueblo Nuevo de dirección ONO-ESE constituye el borde norte de las rocas ígneo-metamórficas, y al sur esta limitada por una falla normal profunda de orientación preferencial E-O.

La Metagranodiorita de El Amparo corresponde a un plutón epizonal, emplazado a poca profundidad, el cual sufrió un período de deformación y de leve metamorfismo, a fines o inmediatamente después de su emplazamiento. La Filita de Pueblo Nuevo es principalmente de origen marino, con abundante arena cuarzosa diseminada. Las relaciones de corte entre la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo no están claras, se propone por una parte que se encuentran en contacto de falla con fuerte cataclásis y alteración, y por otra parte se propone que están en contacto discordante donde se presume la existencia de una roca caja pre-Pérmico (no determina hasta el momento) que fue intrusada por El Amparo y luego se depositó Pueblo Nuevo quedando en contacto por procesos tectónicos del Cretácico Tardío-Paleoceno.

Las rocas ígneas máficas y ultramáficas del complejo Santa Ana-Arajó- Capuana-El Rodeo presentan una clara afinidad oceánica, que luego fueron llevados hasta su posición actual como napas durante la interacción de las placas Caribe y Suramericana, quedando dispuestos como un mosaico tectónico. Los autores exponen las siguientes evidencias que permiten apoyar este origen: poco o ausencia de metamorfismo y recristalización, magma de carácter oceánico y una raíz de no más de 4 km. Luego de los diversos procesos dinámicos expuestos anteriormente, en la Península se presentaron las condiciones favorables para la depositación de sedimentos Terciarios-Cuaternarios, los cuales poseen una notable estabilidad tectónica que contrasta con las unidades que se encuentran en el resto del estado Falcón, en un ambiente que varía desde la zona litoral, hasta la plataforma somera, observándose un incremento en la profundidad bajando en sección.

De toda la información recolectada y analizada, se propone a manera general el siguiente modelo evolutivo de la Península:

Un primer evento intrusivo coloca la Metagranodiorita de El Amparo (Pérmico) dentro de una roca caja Pre-Pérmico desconocida.

Luego sedimentación de la roca precursora de la Filita de Pueblo Nuevo (Jurásico), estas unidades están relacionadas mediante una posible discordancia erosiva o bien por un contacto tectónico durante el cual ambas unidades fueron alteradas y deformadas.

Posteriormente, durante la colisión oblicua entre las placas Caribe y Suramérica (Cretácico Tardío-Paleoceno), por medio de un sistema de napas un fragmento de corteza oceánica fue emplazado sobre la corteza continental.

En el Paleoceno-Eoceno inferior se genera un evento distensivo quedando el bloque de Paraguaná separado del resto del continente, esta etapa distensiva genera fallamientos en “echelón” formando pilares y fosas, que unido a la erosión diferencial dejan expuesto el Cerro Santa Ana y su alrededores y la fila de Monte Cano (Metagranodiorita de El Amparo y Filita de Pueblo Nuevo).

Posteriormente se depositaron las secuencias sedimentarias de: Cantaure (Mioceno Temprano), Paraguaná (Plioceno Temprano) y El Alto (Pleistoceno).

Hasta el presente la Península se ha comportado como un bloque separado el cual sigue en levantamiento, evidenciado por terrazas, cordones, playas expuestas, y por la formación del Istmo de Los Médanos.

Debido a que dentro de la información que existe actualmente no está claro las verdaderas relaciones de contacto entre la Metagranodiorita de El Amparo y la Filita de Pueblo Nuevo, vale la pena sugerir la elaboración de un amplio reconocimiento geológico de la zona, incluyendo el levantamiento detallado de quebradas y áreas circundantes y estudios petrográficos de las unidades. De esta manera, en caso de existir dos tipos de rocas metasedimentarias de edad y características distintas, se podrá establecer la presencia o no de una zona de metamorfismo de contacto entre ellas así como también su ubicación.

Se recomienda complementar esta información mediante la realización de estudios de datación más amplios con el fin de asegurar la edad de los cuerpos. Para los cuerpos máficos-ultramáficos se sugiere un estudio geológico-geoquímico, ya que de estos no se tiene suficiente información acerca de su origen, además se propone realizar un estudio de sismica de reflexión y refracción y gravimetría para determinar la estructura a profundidad y relaciones de corte entre la Metagranodiorita de El Amparo y las rocas máficas-ultramáficas.

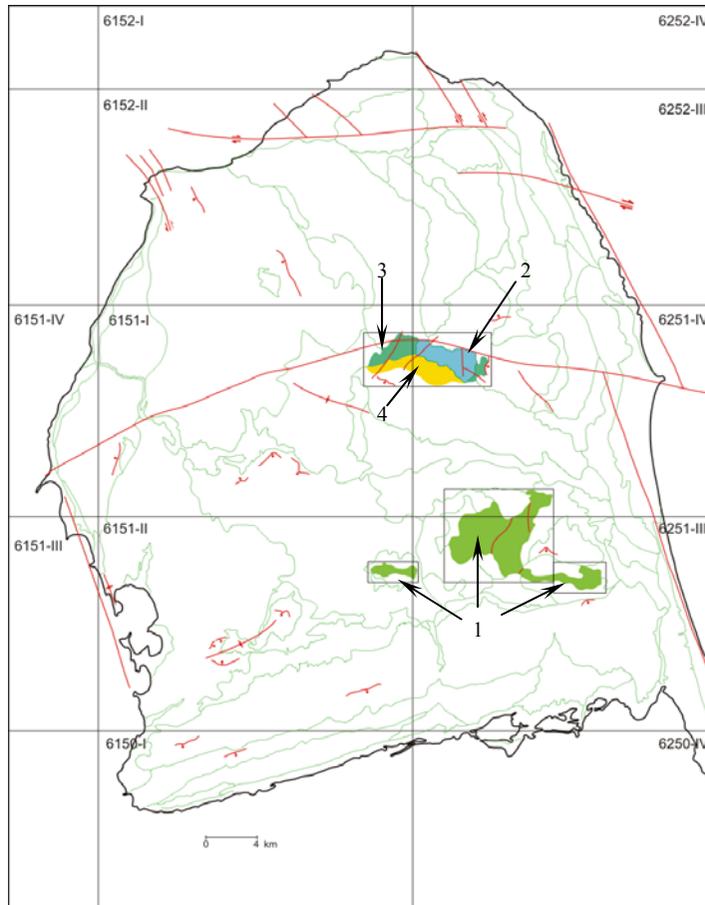


Figura 1. Mapa compilado de la Península de Paraguaná. 1. unidades máficas-ultramáficas de Arajó, Santa Ana, El Rodeo. 2. Metagranodiorita de El Amparo. 3. Filita de Pueblo Nuevo. 4. Formación Cantaure. El resto corresponde a la Formación Paraguaná, Conglomerado El Alto y cuaternario con la subdivisión de las unidades geomorfológicas.

PETROGRAFÍA DE ROCAS DEL BASAMENTO DEL NORTE DEL ESTADO FALCÓN (Petrography of basement rocks in Northern Falcon State, Venezuela)

MENDI D., CAMPOSANO L., URBANI F. & BAQUERO M.

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

Email: davidmendi@cantv.net

(*) Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Presentación de 42 láminas en CD anexo, carpeta 15. Presentation of 42 slides in enclosed CD, file 15)

Se realizó un estudio petrográfico a 14 muestras pertenecientes al basamento del norte del estado Falcón, a partir de núcleos tomados en pozos exploratorios. Un lote ubicado en la ensenada de La Vela al noreste de la ciudad de Coro, correspondiente a los pozos LVC-12, LVC-13, LVC-14, LVC-17, LVC-18, LVC-22. Igualmente se analizaron muestras del pozo MERO-1X al norte de la península de Paraguaná y del pozo QMC-1X en tierra firme al oeste del estado Falcón (Fig. 1). Estas muestras corresponden a perforaciones realizadas a mediados de los años 60 y 70, producto de las primeras exploraciones “costa afuera” hechas en Venezuela por la industria petrolera. El objetivo de este estudio consiste en analizar las secciones finas del basamento para determinar la mineralogía, tipo de roca y el protolito, además realizar comparaciones con los cuerpos aflorantes en la superficie (Aruba, Paraguaná, Yumare, etc.).

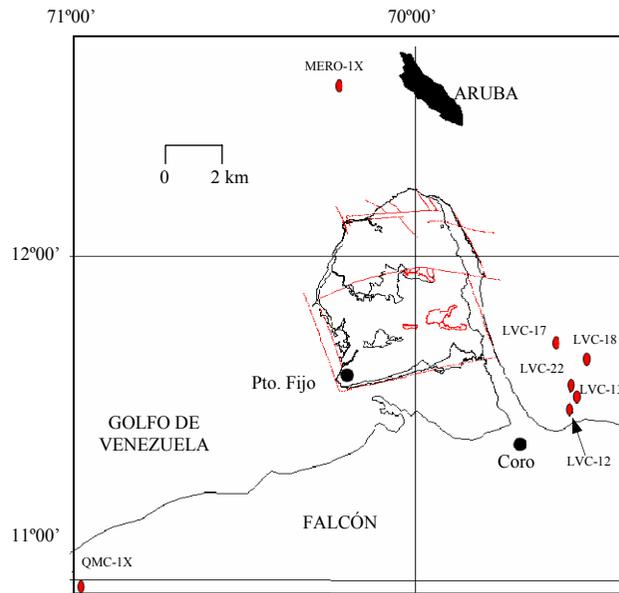


Figura 1. Ubicación de los pozos. Tomado y modificado de MENDI & RODRÍGUEZ (2005).

En la Tabla 1 se presentan los resultados petrográficos de 14 muestras estudiadas hasta el momento indicando la mineralogía, el tipo de roca y protolito:

Tabla 1. Porcentaje mineralógico, roca y protolito. Abreviaturas de los minerales según URBANI & GRANDE (2005). Kfs= feldespato sin diferenciar, Op= minerales opacos, Mtz = matriz afanítica.

Muestra/Prof.	Qtz	Or	Mc	Kfs	Pl	Grt	Px	Srp	Amp	Chl	Bt	Cal	Zrn	Ap	Ttn	Ep	Op	Mtz	Nombre de la roca	Protolito
LVC-12 8732'								30				70							Oficalcita??	Peridotita
LVC-13 9710'5"					20	25		5	40	10	<1					<1			Anfibolita granatífera	Gabro horbléndico
LVC-17 7954'					30				45	5	20			<1		<1			Gabro horbléndico	Gabro horbléndico
LVC-18 11044'	30	25	3		30	7							<1	<1	<1	<1			Metagranodiorita	Granodiorita
LVC-22 8930'66"	40	10	15		20	10				4							1		Cuarzo Sienita granatífera	Cuarzo Sienita
LVC-22 9031'	50			30		10				10			<1	<1			<1		Granito rico en Q	Granito rico en Q
LVC-22 9042'	45			20		17				8	1		1	<1			8		Granito rico en Q	Granito rico en Q
LVC-22 9115'	15	10			25				50								<1		Granulita	Melano-granodiorita
LVC-22 9120'2"				5	<1			85			<1	10							Piroxenita	Piroxenita
LVC-22 9312'	35	15	2		20	10				10		<1	<1	<1			8		Granulita	Melano-monzogranito
LVC-22 9592'				40	17	3	20	10		9	1		<1	<1			<1		Granulita	Melano-sienita
MERO-1X 11526'			10		20	10		<1										60	Diabasa andesítica	Diabasa andesítica
MERO-1X 11528'			10		20	10		<1										60	Andesita	Andesita
QMC-1X 14090'	30	20	45							<1						5			metagranodiorita	Granodiorita

El protolito de todas las muestras es ígneo. Principalmente plutónico félsico de afinidad de corteza continental (granodiorita, cuarzo sienita, granito), semejante a los tipos de roca de la Metagranodiorita de El Amparo (Paraguaná) y rocas de Perijá. Sin embargo la muestra LVC-22 9120'2'' (Piroxenita), LVC-13 9710'5'' (anfibolita granatífera) y LVC-17 7954' (gabro horbléndico) no concuerda con el resto, las cuales son máficas cuya afinidad concuerda más con corteza oceánica y/o arco, semejantes a las rocas máficas que afloran en la península de Paraguaná (gabro, piroxenita); al igual que la muestra LVC-12 8732' que corresponde a rocas ultramáficas (harzburguita, dunita). Esta mezcla de unidades tan disímiles entre si, en la ensenada de La Vela, se debe a que en esta zona existe un escalonamiento tectónico en el basamento (Fig. 2), además esta región se encuentra dentro de la zona de interacción entre la placa Caribe y Suramericana. Por su parte las muestras del pozo MERO-1X tienen clara afinidad oceánica (diabasa andesítica, andesita) correlacionables con las rocas aflorantes en la isla de Aruba. Existe una clara evidencia de metamorfismo, incluso de la facies granulita (alto grado) por lo que dichas rocas pueden pertenecer a terrenos Precámbricos. Nótese que las granulitas más cercanas se encuentran en el Complejo de Yumare, estado Yaracuy, a unos 150 km aproximadamente en dirección sureste, y en la parte central del macizo de Santa Marta, Colombia, a unos 200 km aproximadamente al suroeste. Por su parte las rocas de afinidad oceánicas son más jóvenes (Cretácico) correspondientes a la placa Caribe.

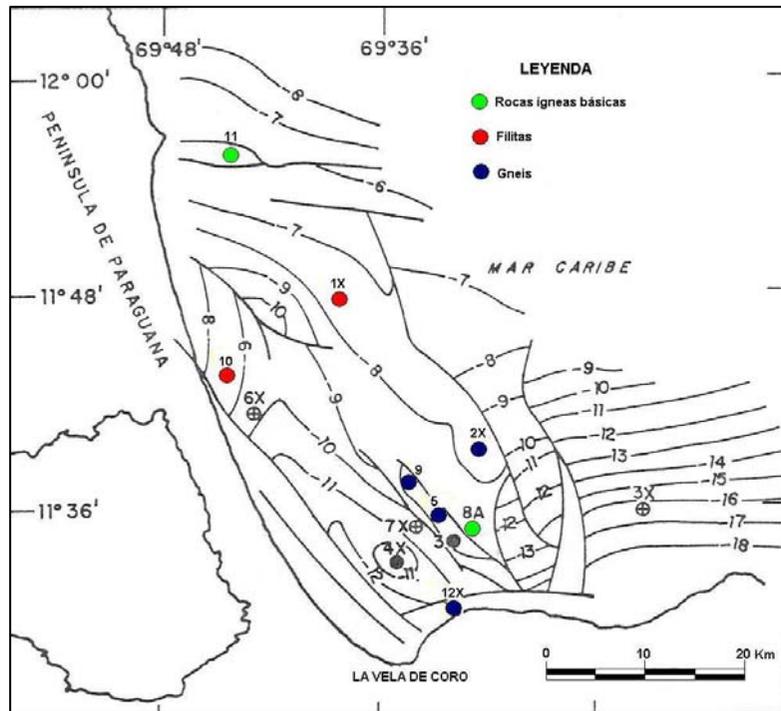


Figura 2. Configuración estructural del basamento en la ensenada de La Vela. Tomado y modificado de VÁSQUEZ (1975).

Referencias:

- MENDI D. & RODRÍGUEZ E. 2005. *Integración Geológica de la Península de Paraguaná-Estado Falcón*. UCV-G. 198 p.
- URBANI F. & GRANDE S. 2005. *Abreviaturas de minerales formadores de rocas*. UCV, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. *Geos* (UCV, Caracas), 38: 126-127.
- VÁSQUEZ E. 1975. Results of Explorations in La Vela bay. *Proceedings IX World Petroleum Congress*. (Chichester, UK), 3:195-197.

POTENCIAL MINERO DE LA CUENCA DEL RÍO ARO, ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA
(Mineral potential of the Aro river drainage, Bolívar state, Venezuela)

PASQUALI J., SIFONTES R., YANES C., HERRERA M., JIMÉNEZ Y. & PÉREZ N.
UCV. Fac. de Ciencias. Instituto de Ciencias de la Tierra. Apartado 3895. Caracas 1010.

Email: jpasqual@strix.ciens.ucv.ve

(Presentación de 14 láminas en CD anexo, carpeta 16. Presentation of 14 slides in enclosed CD, file 16)

Con el propósito de establecer una base científica crítica que sirva para determinar, junto con informaciones de carácter económico y social, la ordenación del territorio de un área considerable, se inició un proyecto interdisciplinario en la cuenca del río Aro del estado Bolívar. El proyecto incorpora actividades en las áreas de la botánica, geología, geoquímica, hidrología e ictiología y es financiado por FONACIT, donde se distingue con el número G-2000001199.

Esta presentación puede ser considerada como un avance que comprende la parte metodológica utilizada y algunos resultados obtenidos en geología, geoquímica e hidrología, que contribuyen a la determinación del potencial minero de la cuenca.

El río Aro es un afluente de la margen derecha del río Orinoco, entre los ríos Caura y Caroní, y su cuenca es de una superficie de unos 14.500 Km². Con la excepción de algunas áreas en donde aflora la Fm. Mesa en su parte norte, en la cuenca afloran rocas ígneas y metamórficas de la Provincia de Imataca en su parte norte y su parte media; su parte sur es de difícil acceso y, por ende, esencialmente desconocida.

La litología predominante en el sector norte y medio consiste de gneises graníticos cuarzo-feldespáticos, cuerpos granitoides con ligero metamorfismo, migmatitas, algunas de las cuales son de origen tobáceo, cuarcitas ferruginosas y otras rocas metasedimentarias en menor cuantía.

En la cuenca del río Aro se encuentra el yacimiento de hierro más grande de Venezuela, el Cerro Bolívar. Los trabajos geológicos de campo del proyecto han detectado numerosos afloramientos de cuarcitas ferruginosas, tanto en el curso del río Aro como a lo largo de su afluente, el río Arizo. Esto indica que el potencial ferrífero de la cuenca pudiese ser objeto de una exploración exitosa.

A lo largo del curso del río Aro se encuentran explotaciones primitivas de oro aluvial que pudieran ser indicio de fuentes no aluviales importantes. A través del proyecto se ha colectado muestras de sedimentos finos en el río y sus principales afluentes de su parte norte, en un intento de detectar las posibles fuentes primarias. Los resultados hasta ahora han producido indicios que merecen la atención a través de estudios más detallados. La parte media y sur de la cuenca será objeto de estudios en el futuro próximo.

Los estudios geológicos de superficie han determinado un potencial en rocas ornamentales graníticas. Este potencial está siendo explotado en dos canteras, una de granito gris y otra de granito rojo de muy alta calidad. Sin embargo el potencial en rocas ornamentales de la cuenca se considera como apenas tocado.

Los estudios geoquímicos a través de sedimentos finos y minerales pesados, y el análisis multielemental y mineralógico han detectado áreas anómalas en la cuenca del río Hato Sucio (Au, Ba, La, Cu, Ni, Co, Mn), río Arizo (Ba, Cr, Zn, Sn, Au), ríos Carapo y Guaigua (Sn) y anomalías en aguas en las cercanías de las poblaciones de La Flor y Los Hicoteos (Sílice disuelta, Ca⁺², Mg⁺², Na⁺, SO₄⁻², HCO₃⁻, Fe, F⁻).

Los estudios geoquímicos a través de aguas subterráneas, esencialmente aljibes, han detectado un área anómala cercana a las poblaciones de La Flor y Los Hicoteos, la cual puede ser correlacionada con anomalías detectadas a través de sedimentos. Se considera importante el uso de esta metodología en conjunción con las que utilizan sedimentos.

La Fig. 1 de la cuenca del río Aro indica los sitios en donde, hasta ahora, se han colectado muestras de rocas, sedimentos finos, minerales pesados y aguas subterráneas.

Aunque los trabajos de geología, geoquímica e hidrología no han culminado, se ha producido suficiente información como para indicar que la ordenación del territorio correspondiente a la cuenca del río Aro, puede tomar en cuenta la posibilidad de un desarrollo minero importante, en conjunción con otras actividades que también tienen un potencial considerable. Se espera que, cualquiera que resulte ser la ordenación del territorio de esta área y áreas similares, los desarrollos económicos se hagan de manera ordenada y respetuosa del ambiente.

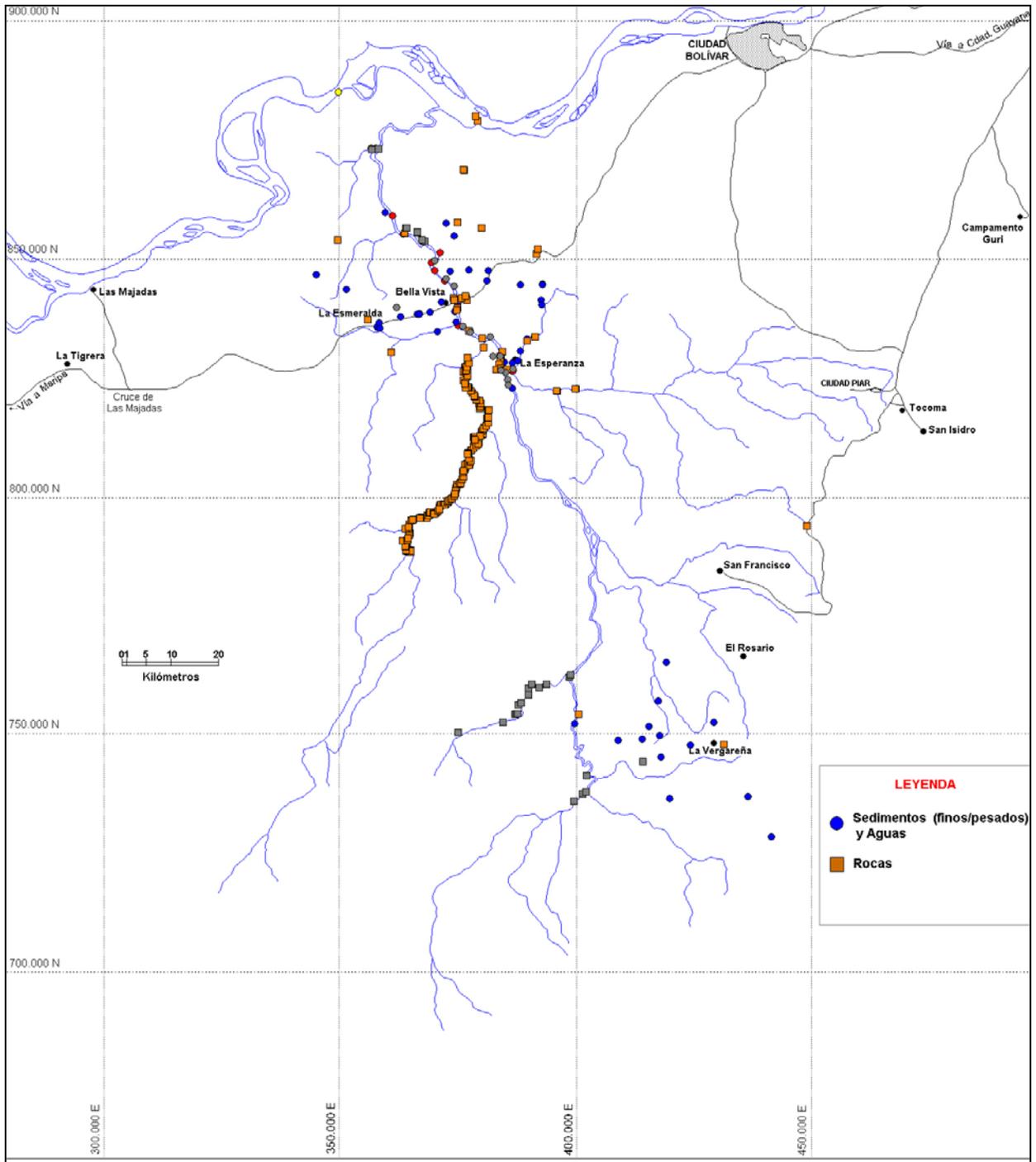


Figura 1. Localización de muestras tomadas en la cuenca del río Aro.

**MEJORAMIENTO DE LA CARTOGRAFÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS DE LA HOJA 6947,
CORDILLERA DE LA COSTA-VENEZUELA, BASADO EN LA APLICACIÓN DE SISTEMAS DE
INFORMACIÓN GEOGRÁFICA Y TELEDETECCIÓN ESPACIAL ^(*)**
(Improvement of geologic mapping of sheet 6947, Cordillera de la Costa, Venezuela, based on Geographical
Information Systems and Remote Sensing)

PÉREZ L. ⁽¹⁾ & URBANI F. ⁽²⁾

⁽¹⁾ Centro de Estudios Integrales del Ambiente. UCV, Caracas. Email: perezl@ucv.ve

⁽²⁾ Escuela de Geología, Minas, y Geofísica. UCV y FUNVISIS, Caracas.

^(*) Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Presentación de 36 láminas en CD anexo, carpeta 17. Presentation of 36 slides in enclosed CD, file 17)

Con el objetivo de contribuir al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa-Venezuela, se han aplicado algunos algoritmos automatizados y semiautomatizados basados en técnicas desarrolladas en Sistemas de Información Geográfica (SIG) y Procesamiento Digital de Imágenes (PDI) en el marco de la Teledetección Espacial (TE), que permiten implementar análisis morfométricos, espectrales y geobotánicos y su relación con las unidades geológicas que componen la Cordillera de la Costa-sección central, basada en un coeficiente de correlación estadística espacial denominado coeficiente de Cramer, en un área que tiene una superficie aproximada de 1.590 km².

En relación a las unidades geológicas, estas se presentan de forma diversa debido a que el área de estudio esta incluida en parte de un cinturón de deformación del sureste del Caribe y norte de Sudamérica localizado en el centro-norte de Venezuela. Producto de esto, la Cordillera de la Costa es litológica, petrológica y geocronológicamente muy heterogénea formada por terrenos de afinidad oceánica, de margen continental y de basamento continental. Por estas razones, esta región está compuesta fundamentalmente de rocas ígneo-metamórficas de edades que van desde el Precámbrico hasta el Cretácico y marginalmente diversas unidades sedimentarias del Terciario al Reciente. Esto es evidenciado por la cartografía de geología de superficie en el área de estudio que muestra la existencia de al menos 26 unidades geológicas distintas, siendo 18 ígneo-metamórficas agrupadas por las napas de la Serranía del Litoral (Asociación Metamórfica la Costa: Complejo Nirgua (CN), Anfibolita de Cabo Codera (Ccc), Metadiorita de Todasana (Cto) y algunos cuerpos de Serpentinitas (Sp); Asociación Metamórfica Caracas: Esquisto de Chuspita (CaC), Esquisto de las Mercedes (CaM, CaMp, CaMn, CaMf), Esquisto de las Brisas (CaB) y Mármol de Zenda (CaBz); y la Asociación Metamórfica Avila representada por las siguientes unidades geológicas: Metatonalita de Caruao (Ac), Complejo San Julián (Asj y Asjf) y el Augengneis de Peña de Mora (APM)) y por las napas de la Serranía del Interior (Filita de Urape (Tu, Tug); y Filita de Murugurata (TM) (URBANI & RODRÍGUEZ 2004).

Como se comento anteriormente estas unidades geológicas se correlacionaron con algunos análisis morfométricos y visuales del terreno, estos versaron en la implementación de los siguientes algoritmos: modelos digitales de elevación (MDE) como un modelo numérico de datos que muestra las deformaciones topográficas presentes en el área de estudio y funciona como elemento de partida para la realización de otros modelos para evaluar la morfología matemática y visual de terreno y por ende de la geología de superficie del área de estudio. A partir de este, se realizó el modelo de iluminación y sombras (MDIS) con azimuth de iluminación (45°, 90°, 135°, 180°, 215°, 270°, 315°) que sirvió para corregir la interpretaciones geológicas elaboradas anteriormente y permitió una primera mejora cartográfica tanto de las unidades geológicas en el área de estudio como las lineaciones, al incorporar nuevas diferenciaciones.

Esta diferenciación presentó un mejor basamento al incorporar como sustento, un análisis de textura o rugosidad del terreno (utilizando la dimensión fractal) presentando un coeficiente de correlación de 0,8 con respecto a las unidades geológicas presentes en el área de estudio. Siendo la dimensión fractal > 2,2 para las unidades ígneo-metamórficas, explicada por las propiedades de los minerales asociados a la matriz de la roca y su resistencia tanto a los procesos erosivos y de meteorización como a la deformación tectónica imperante en el área de estudio.

Asimismo, presenta mayor robustez al incorporar otro tipo de indicadores como el nivel de disección y pendientes, los cuales mostraron coeficientes de correlación de 0,89 disección y 0,815 pendientes, mostrando el valor promedio y extremos para cada unidad geológica.

Por otro lado, como se menciona con anterioridad se trabajó con la cobertura vegetal, para poder hacer la relación de las respuestas geobotánicas con respecto a la geología de superficie. Las rocas ígneas y metamórficas presentaron una alta correlación espacial con distintas variedades de bosques y un coeficiente de correlación de 0,92.

Adicionado a esto, se procesaron dos tipos de imágenes de percepción remota, entre los cuales están las imágenes Landsat 7 ETM+ path/row 003/053 y 004/054 y una imagen Radarsat; las cuales contribuyeron a disminuir la

incertidumbre en algunas áreas poco muestreadas de acuerdo con la data existente, a partir de la aplicación de algunos algoritmos de reales de estructuras y extracción de unidades geológicas, entre los cuales están algunos filtros direccionales y clasificaciones supervisadas y no supervisadas con coeficientes de correlación en el orden de 0,53 y 0,73.

Esta información permitió la generación de la propuesta cartográfica, en la cual se enriquece el conocimiento estructural del área de estudio pasando de 298 lineaciones registradas en la literatura y en los mapas geológicos existentes a 713 lineaciones, de esta forma se incremento el registro de las estructuras geológicas en un 58,2 %, ofreciéndose además un nuevo esquema geológico en relación a límites de unidades geológicas como consecuencia de la aplicación de tecnologías SIG y TE.

INTEGRACIÓN GEOLÓGICA DE LA ISLA DE MARGARITA, ESTADO NUEVA ESPARTA (Geological integration of Margarita Island, Nueva Esparta state, Venezuela) ^(*)

REKOWSKI F. & RIVAS L.

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

Email: rekowski_1@hotmail.com

Tutor: Franco URBANI. UCV y FUNVISIS. Caracas.

^(*) Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Presentación de 29 láminas en CD anexo, carpeta 18 Presentation of 29 slides in enclosed CD, file 18)

La Isla de Margarita se localiza al Noreste de Venezuela, comprende un área aproximada de 875 km² y se encuentra ubicada entre latitud 10° 51' 50" y 11° 11' 06" y longitud 63° 46' 40" y 64° 24' 32". Este trabajo surge a partir de la necesidad de generar una base geológica actualizada y sigue como objetivo principal recopilar, integrar y actualizar la cartografía geológica existente, para la cual se siguieron tres etapas, la primera o etapa compilatoria consistió en la recopilación, análisis, integración y compilación de la información geológica (publicada o inédita), generándose así los mapas geológicos preliminares, la etapa de campo se llevó a cabo en localidades donde una vez realizada la integración y compilación de información, se encontraran divergencias considerables entre los autores o ausencia de información y por último la etapa de oficina la cual consistió en incorporar y hacer las correcciones necesarias según la información recopilada y observaciones realizadas en la etapa de campo y digitalización de los mapas. Se generaron 18 cartas geológicas a escala 1:25.000 donde se distribuyen las unidades ígneo-metamórficas y sedimentarias. De estas unidades se presentan las principales unidades ígneo-metamórficas.

UNIDADES ÍGNEO – METAMÓRFICAS

Rocas ígneas no metamorfizadas (Eoceno Medio)

Volcánicas de Los Frailes (Maastrichtiense)

Rocas metagraníticas

Apófisis pegmatíticos (Eoceno Temprano – Medio)

Metagranodiorita de Agua de Vaca (Cretácico Temprano)

Metagranito de San Juan Bautista (Cretácico Temprano)

Metagranito de El Salado (Cretácico Temprano)

Metatrandjemita de Matasiete (Cretácico Tardío)

Gneis de Guayacán (Cretácico Tardío)

Asociación Metamórfica Los Robles (Cretácico)

Complejo Metaofiolítico Paraguachí (Jurásico – Cretácico?)

Metavolcánicas de Manzanillo

Metamáficas de La Rinconada

Metaultramáficas de Cerro El Copey (Mpec)

Asociación Metamórfica Juan Griego (Pensilvaniense -Cretácico)

En la evolución geológica de la isla, se reconocen dos eventos compresivos, el primero marcado por la presencia del Complejo Metaofiolítico Paraguachí en el tope de los metasedimentos de la Asociación Metamórfica Juan Griego, lo cual se explica como una obducción durante el Cretácico Temprano de una parte de la corteza oceánica sobre el paleomargen suramericano, éste bloque obducido fue previa y posteriormente intrusionado por plutones graníticos.

El segundo evento, desarrolla pliegues, foliación y lineaciones, donde se puede distinguir cuatro fases de deformación. La característica dominante generada es el paralelismo general de los ejes de los pliegues, los cuales

presentan la misma dirección de la cadena montañosa, cuyos ejes están orientados SW-NE en Margarita Oriental y E-W en la península de Macanao.

Los criterios de movimiento, así como los estudios estructurales de las rocas metamórficas y la geometría de los cuerpos no foliados, enfatizan que esencialmente las dislocaciones que han ocurrido son longitudinales, paralelas a la cadena montañosa. Esta evolución a su vez puede ser dividida en 11 etapas que van desde el Paleozoico al Mioceno, basadas en dataciones radiométricas e interpretaciones determinadas por STÖCKHERT *et al.* (1993, 1995) e incluyendo los modelos geodinámicos aportados por CHEVALIER (1987) y por MARESCH *et al.* (2000) (Fig1).

Eventos en diferentes condiciones espacio tiempo (las unidades acrecionadas y juxtapuestas en la actualidad se encontraban separadas)

1. Intrusión dentro del Complejo Metafoliático Paraguachí de rocas de composición trondhjemitica
2. Obducción de la corteza oceánica sobre el paleomargen pasivo continental y subducción de una sección de corteza oceánica precursora de las eclogitas de alta P/T, aparición de la "Agrupación Margarita"
3. Nuevas intrusiones graníticas, así como la ocurrencia de volcanismo precursor de las Volcánicas de Los Frailes
4. Ascenso o exhumación de la "Agrupación Margarita" a un nivel intermedio y exposición a un régimen de transcurrencia
5. Exhumación a nivel superficial, régimen de fallamiento frágil en un régimen de transcolisión
6. Generación de fracturas y vetas de cuarzo
7. Intrusión de diques de composición basáltica a andesítica
8. Fallamiento inverso en direcciones variables
9. Fallamiento normal en direcciones variables
10. Levantamiento, erosión de los cinturones alóctonos y deposición de sedimentos neógenos.

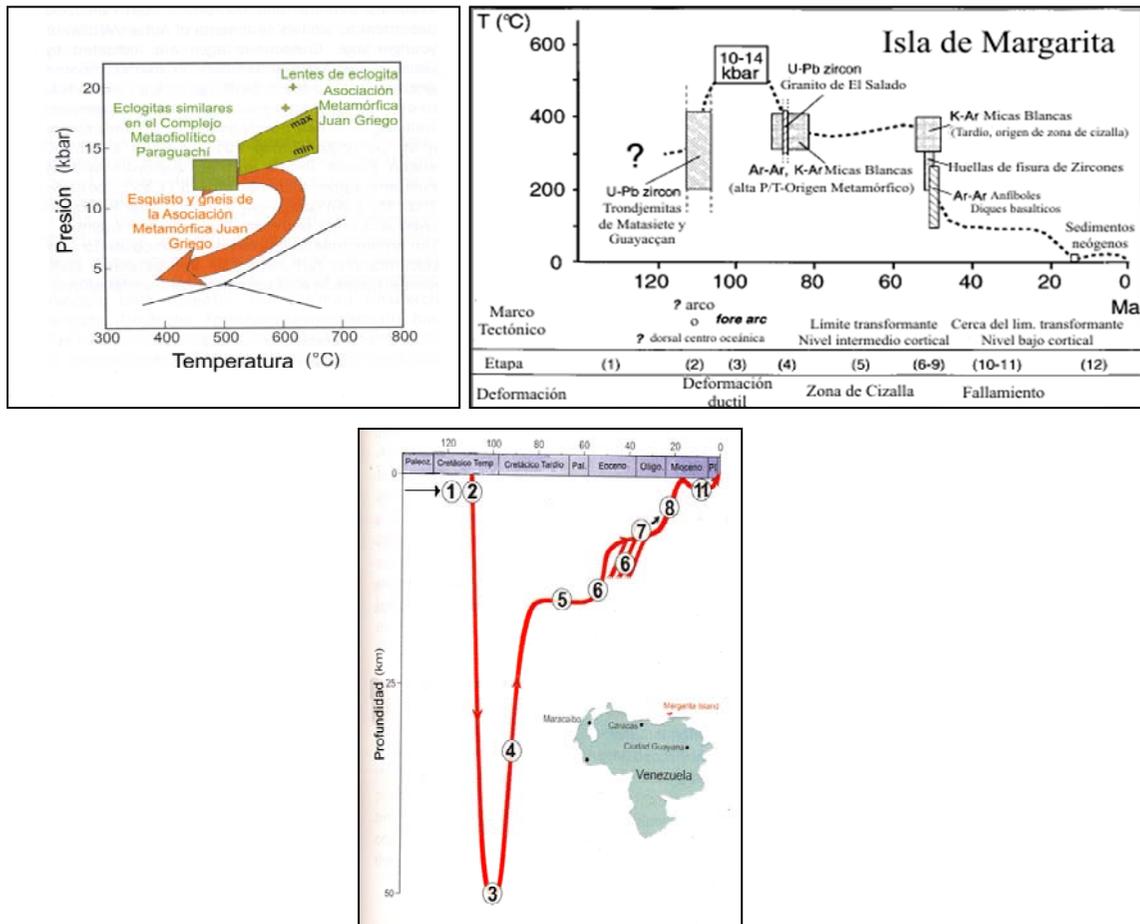


Figura 1. Tomado de MARESCH *et al.* (2000) y STÖCKHERT *et al.* (1995)

La mayoría de las rocas metamórficas aflorantes, ya sean de origen ígneo o sedimentario, han sufrido un metamorfismo de evolución retrograda, pasando de la facies de la anfibolita a la facies de los esquistos verdes, existiendo materiales que habían alcanzado las condiciones de la facies de la eclogita.

ESTUDIO GEOLÓGICO DE SUPERFICIE DE LA FORMACIÓN PALMARITO AL NORTE DE LA CIUDAD DE MÉRIDA, ENTRE LAS LOCALIDADES DE SAN BENITO (VUELTA DE LOLA) Y EJIDO (Surface geology study of Palmarito Formation north of the city of Mérida, between San Benito (Vuelta de Lola) and Ejido)

RIVAS F. & LINARES J.

ULA. Fac. de Ingeniería, Escuela de Ingeniería Geológica. Mérida. Email: ingeorivas@hotmail.com

(Presentación de 22 láminas en CD anexo, carpeta 19. Presentation of 22 slides in enclosed CD, file 19)

Se realizó un estudio geológico de superficie en el área comprendida entre el sector de San Benito Vía El Valle (Vuelta de Lola) y el sector Manzano Alto, Polígono del Tiro (Ejido), Estado Mérida. En dicha zona se encuentran unidades comprendidas desde el Paleozoico Superior (Formación Sabaneta y Formación Palmarito) y del Terciario (Formación Mucujún).

La controversia en cuanto a la Formación Palmarito en Los Andes Venezolanos surge cuando leemos la descripción litológica de dicha unidad que aparece en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (CVET 1997) donde afirman que dicha unidad está formada por una secuencia de lutita principalmente marinas, limo, arena y marga que gradan hacia arriba a caliza marina. Sin embargo, varios autores entre ellos RAMÍREZ *et al.* (1972), en la región de Timotes, GARCÍA & CAMPOS (1977), en la región de Valera Esqueque, SHAGAM & HARGARVES (1977), en la región de Mérida, MARECHAL (1973), en la quebrada Cases, CALATAYUD & PLASENCIA (2002), en la región de Chachopo El Águila, determinan que las rocas que afloran en sus áreas de estudio son equivalentes metamórficos de las rocas sedimentarias de la Formación Palmarito que afloran en la sección tipo en el flanco sur de Los Andes, en las regiones de Boconó, Biscucuy y Carache.

El estudio de la Formación Palmarito en toda el área de investigación, presentó características que eran muy diferentes a las expuestas en el Léxico Estratigráfico; lo cual posteriormente se profundizó con el análisis petrográfico realizado a las diferentes litologías y sus asociaciones mineralógicas, esto nos condujo a concluir que estas rocas sufrieron un metamorfismo regional dinamothermal tipo Barroviano, quedando las rocas ubicadas en las facies de los esquistos verdes, en las subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita.

Las litologías encontradas están conformadas por filita, la cual se presenta de color gris parduzco a verde o gris marrón y brillo sericítico notable; la mayoría de las rocas están intensamente foliadas. Esta filita cubre la mayor superficie de la zona en estudio. La cuarcita se presenta en color gris claro a oscuro, compacta, tamaño del grano muy fino, con presencia de abundantes y diminutos granos de mica y cuarzo la textura externa es irregularmente sedosa al tacto también las rocas están intensamente foliadas. El mármol presenta color gris claro a gris oscuro, con color de meteorización de amarillo a anaranjado y vetas de calcita recristalizada, contienen abundantes fósiles y una vez aplicado el análisis paleontológico a los mismos, arrojaron varios tipos como son: Fusulina, Parafusulina; Schwagerina; Pseudoschwagerina; Neoschwagerina, el Género *Rausella* Dumbar, *Niponitella* (Hanzawa), *Globivalvulina*, *Paraglobivalvulina*, la familia Nikiforovelidae (Bryozoa), *Rectifenestella* sp. (Bryozoa). Por medio de ellos se pudo datar la Formación Palmarito como Permo-Carbonífero (Carbonífero-Pérmico Medio), habiéndose depositado en un ambiente marino somero.

Es decir, que vamos a tener una unidad que se va a presentar metamórfica en el núcleo y norte de la cordillera y sedimentaria en el flanco sur y noreste de la cordillera (Carache). En cuanto a la edad del metamorfismo éste corresponde a la Orogénesis Herciniana del Permo-Triásico, que afectaron a las rocas Precámbricas y Paleozoicas en el núcleo y norte de la cordillera. Este metamorfismo regional progresivo va desde la facies de los esquistos verdes hasta alcanzar la facies de la anfibolita-almandino, alcanzando la subfacies de estaurólita-almandino y subfacies de la silimanita-almandino-ortoclasa, como se evidencia en las rocas de las asociaciones: Sierra Nevada, Mucuchachí, Los Torres y Río Momboy. Otro argumento para precisar mejor la edad del metamorfismo es el hecho de que las rocas ya previamente metamorfizadas regionalmente en este evento, como la filita de El Balcón, fueron posteriormente intrusadas por plutones Triásicos (225 Ma), produciendo aureolas de contacto con Hornfels de andalucita, como los que se observan en El Águila en el contacto de la filita de El Balcón y el Granito de El Carmen.

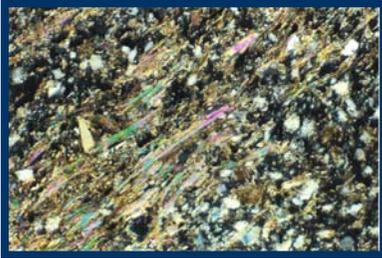
Es decir que primero se produce el metamorfismo regional, de edad post Palmarito (Pérmico Superior?) y posteriormente en el Triásico el emplazamiento de los plutones. Estando toda esta actividad termal enmarcada dentro de la Orogénesis Herciniana.

De todo lo anteriormente expuesto, se puede deducir que posteriormente a la sedimentación de la Formación Palmarito, las rocas sufrieron un enterramiento hasta alcanzar las condiciones de presión y temperatura correspondientes a las subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita, corresponde a una presión 1,5-3 kbar, profundidades entre cinco y diez kilómetros, temperaturas entre 200-300 °C por supuesto, que el comportamiento de las rocas para alcanzar su condición de equilibrio bajo esas condiciones de presión y temperatura no es igual para

todas las litologías. La paragénesis mineral para ubicar el grado de metamorfismo está mejor representada en los sedimentos pelíticos (lutitas y limolitas) que generaron las filitas y las rocas esquistosas mientras que las areniscas se transformaron en cuarcitas y las calizas arrecifales en mármoles. Estos últimos por su composición mineralógica original solo presentan recristalización de calcita y deformación que afectaron a los fósiles.

Las conclusiones principales están relacionadas con el metamorfismo, edad de la formación y correlación con rocas similares aflorantes en otras localidades de Los Andes.

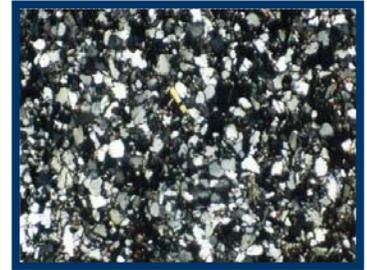
Petrografía.



Filita. NX, 10X. Obsérvese la orientación de mica (moscovita) y cuarzo, textura lepidoblástica

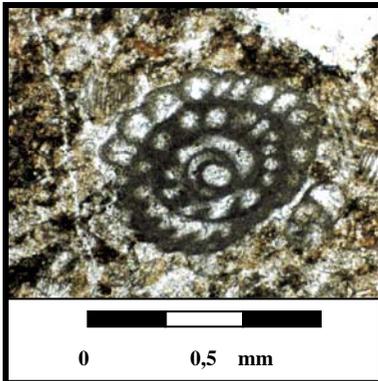


Mármol. NX, 5X.

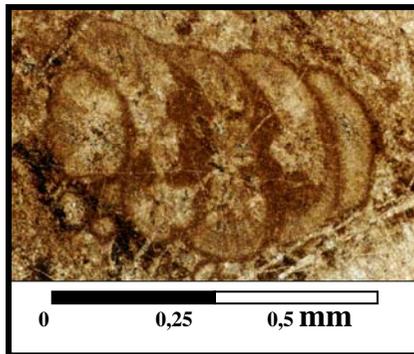


Cuarcita. NX, 5X.

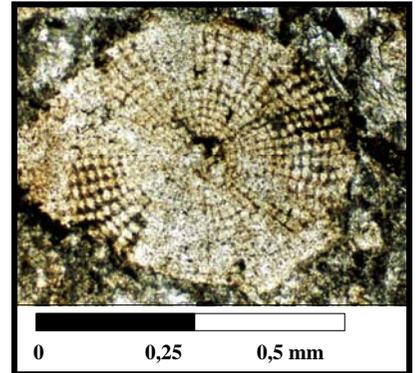
Fósiles en rocas carbonáticas.



Corte longitudinal de una *Parafusulina*.



Corte longitudinal de una *Fusulina* género *Rauserella* Dunbar.



Corte de *Neoschwagerina*.

NOMENCLATURA Y SÍNTESIS DE LAS UNIDADES ÍGNEO-METAMÓRFICAS DE LA CORDILLERA DE LA COSTA. VENEZUELA

(Nomenclature and synthesis of the igneous and metamorphic units of the Cordillera de la Costa. Venezuela)^(*)

URBANI F.

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

FUNVISIS. El Llanito. Caracas. Email: furbani@funvisis.gob.ve

^(*)Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Presentación de 23 láminas en CD anexo, carpeta 20. Presentation of 23 slides in enclosed CD, file 20)

Desde los inicios de los estudios geológicos en Venezuela, se ha reconocido que en la Cordillera de la Costa los tipos de rocas se orientan en sentido E-O. MENÉNDEZ (1966) la subdivide en fajas, lo cual se ha ido perfeccionando con autores sucesivos. Pero la Serranía del Litoral siempre se mantuvo como una sola Faja, hasta los trabajos de URBANI & OSTOS (1989) en que se subdivide.

Más recientemente con la culminación del *Atlas de la Cordillera de la Costa* de URBANI & RODRÍGUEZ (2004), la cartografía de esta Serranía queda totalmente subdividida en tres napas (Costera, Ávila y Caracas) desde Cabo Codera al Este hasta el estado Yaracuy. En la Fig. 1 se muestra esquemáticamente la distribución de dichas napas en la parte central de la Cordillera de la Costa.

Napas de la Serranía del Litoral

Napa Costera

Napa Ávila

Napa Caracas

Fallas de La Victoria

Napas de la Serranía del Interior

Napa de Caucagua- El Tinaco

Napa de Loma de Hierro

Napa de Villa de Cura

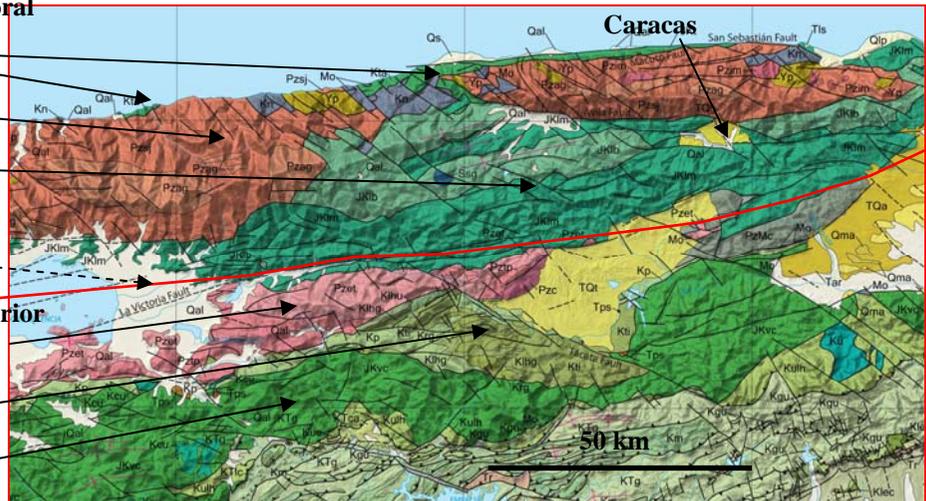


Figura. 1. Mapa geológico del norte de Venezuela. Tomado de HACKLEY *et al.* (2005).

En este trabajo se presenta una síntesis de las principales subdivisiones y unidades geológicas de la Cordillera de la Costa, junto a interpretaciones diversas de cada una de ellas, como una contribución a las características geológicas locales que deben tomarse en cuenta en modelos globales (Tabla 1).

Tabla 1. Síntesis de las subdivisiones y principales unidades de la Cordillera de la costa

1 ^{ra} . división	2 ^{da} . división	Unidades y observaciones
□□□□□□	Napa Costera	<p>La Costa, Asociación Metamórfica</p> <p>Tacagua, Esquisto de: Esquisto grafitoso, metatoba, epiclásticas. Metamorfizado a la facies del esquisto verde y a diferencia de las otras dos unidades nunca ha estado bajo un metamorfismo de alta P - baja T. Ambiente probable de ante-arco.</p> <p>Nirgua, Complejo: Melange de subducción con gabro y basalto de afinidad MORB.</p> <p>Antímano, Mármol de: Mármol con budines de eclogita y anfibolita.</p> <p>Serpentinita (sin nombre formal): Cuerpos elongados de peridotita serpentizada a lo largo de las fallas principales.</p> <p>Los elementos máficos de Nirgua y Antímano muestran asociaciones de minerales metamórficos de alta P - baja T retrogradados hasta la facies de esquisto verde (clorita). Toda la Asociación corresponde a un melange de complejo de subducción. Hay elementos de litósfera oceánica mezclados con sedimentos marinos contemporáneos, además incorporando tectónicamente a elementos de corteza continental. Edad: probablemente Cretácico Temprano, pero Nirgua incorpora elementos más viejos.</p>
Napas de la Serranía del Litoral	Napa Ávila	<p>Ávila, Asociación Metamórfica:</p> <p>Colonia Tovar, Gneis de la: metagranito fuertemente deformado. Pre-Mesozoico.</p> <p>San Julián, Complejo: metasedimentos; rocas metaplutónicas: granito, tonalita, trochjemitita, diorita; rocas metamáficas: anfibolita. Pre-Mesozoico.</p> <p>Peña de Mora, Augengneis de: Metagranito porfirítico (rapakivi?) fuertemente deformado. Precámbrico.</p> <p>Unidades de corteza continental: protolito ígneo (principalmente plutónicas graníticas-tonalíticas e hipoabisales diabasa?) y sedimentario (pelitas y psamitas).</p>
	Napa Caracas	<p>Caracas, Asociación Metasedimentaria.</p> <p>Chuspita, Esquisto de: Esquisto/filita grafitosa y metarenisca de probable origen turbidítico. Cretácico Temprano.</p> <p>Las Mercedes, Esquisto de: Esquisto grafitoso y mármol. Lutita negra formada en una cuenca sedimentaria con ambiente anóxico y/o de alta productividad. Jurásico Tardío a Cretácico Temprano.</p> <p>Las Brisas, Esquisto de: Esquisto cuarzo muscovítico, metarenisca, metaconglomerado y cuerpos de mármol hasta de dimensiones hectométricas. Edad Jurásico Tardío (Kimmeridgiense) a Cretácico Temprano.</p> <p>Sedimentos metamorfizados a la facies de esquisto verde (clorita), corresponden a un margen continental pasivo.</p> <p>Sebastopol, Gneis de: Roca granítica. Edad Silúrico. Basamento del Esquisto de Las Brisas.</p>
Napas de la Serranía del Interior	Napa Loma de Hierro	<p>Paracotos, Filita de: Cretácico Tardío. Unidad incluida en esta napa por BECK (1886) como la cobertura sedimentaria de la napa ofiolítica.</p> <p>Loma de Hierro, Complejo ofiolítico.</p> <p>Tiara, Metavolcánicas de.</p> <p>Mesia, Gabro de.</p> <p>Loma de Níquel, Ultramáficas de.</p> <p>Interpretada como una lonja de litósfera oceánica y su cobertura sedimentaria. Edad probable Jurásico Tardío? a Cretácico temprano. Muestras de basalto y gabro muestran afinidad MORB.</p>
	Napa Caucaagua - El Tinaco	<p>La Guacamaya, Metadiorita.</p> <p>Curiepe, Gneis Tonalítico de.</p> <p>El Tinaco, Complejo.</p> <p>Tinapú, Esquisto de: Rocas metasedimentarias cuarzo micáceas feldespáticas.</p> <p>La Aguadita, Gneis: Rocas dioríticas-tonalíticas.</p> <p>Esta napa contiene unidades de basamento metaplutónico félsico (unidades del Proterozoico - La Aguadita- al Paleozoico), mezclado con unidades de origen plutónico, volcánico y sedimentario de probable edad Jurásico Tardío a Cretácico Temprano. Todas las unidades son de corteza continental. Hay algunos cuerpos de metabasaltos/metodizabas con afinidad de toleitas intra-placa.</p>

1 ^{ra} . división	2 ^{da} . división	3 ^{ra} . división	Unidades y observaciones
Napas de la Serranía del Interior	Napas de Villa de Cura	Napa Septentrional: rocas con metamorfismo de alta P - baja T	<p>Villa de Cura, Asociación Metavolcanosedimentaria</p> <p>El Caño y El Chino, Metatobas de: Sin diferenciar (fue subdividido por SHAGAM 1960 pero aparece sin diferenciar en autores posteriores). Principalmente metatoba.</p> <p>El Carmen, Metalava de: Misma metatoba de la unidad anterior pero intercalada con metabasalto piroxénico muy distintivo.</p> <p>Santa Isabel, Granofel de: Mezcla de granofel, esquistos de variada mineralogía, metasedimentos y chert.</p> <p>Las unidades de El Caño, El Chino y El Carmen son distintivas y diferentes a Santa Isabel. Toda la Asociación pertenece al complejo de subducción de un arco de islas, con contribución mayoritaria de piroclásticas.</p>
		Napa Meridional: Con rocas no metamórficas o de muy bajo metamorfismo	<p>San Sebastián, Asociación Ígnea.</p> <p>Las Hermanas, Volcánicas de: Mayormente constituida por lava.</p> <p>Chacao, Ultramáficas de.</p> <p>Usualmente con metamorfismo no mayor a prehnita-pumpellita. No hay estructuras penetrativas. El basalto muestra afinidad de arco de islas con edad de Cretácico medio a Tardío.</p>

TODASANA: UNA ENÍGMÁTICA UNIDAD ÍGNEA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA. VENEZUELA

(Todasana: an enigmatic igneous unit of the Cordillera de la Costa, Venezuela)

URBANI F., CAMPOSANO L. & GRANDE S.

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

(^{*)}Contribución del proyecto GEODINOS G-2002000478 (FUNVISIS – FONACIT).

(Presentación de 19 láminas en CD anexo, carpeta 21. Presentation of 19 slides in enclosed CD, file 21)

La Metadiorita de Todasana, así denominada por el tipo de roca principal aflorante, se ubica en el estado Vargas, abarcando la parte media de la cuenca del río Todasana y parte de la del río Oritapo (Fig. 1). Fue cartografiada por URBANI & QUESADA (1969, 1972) y ESCALONA (1974). Este último autor realiza análisis modales de 150 muestras, las cuales son analizadas químicamente por LARA (1976) & NÚÑEZ (1976). En 1987 con el equipo de trabajo del Dr. Michel Loubet se recogieron una serie de cantos rodados para análisis químicos preliminares, que inesperadamente culminaron en la tesis doctoral de LAR (1992), infortunadamente sin control geológico, por lo cual sus resultados resultan difíciles de evaluar.

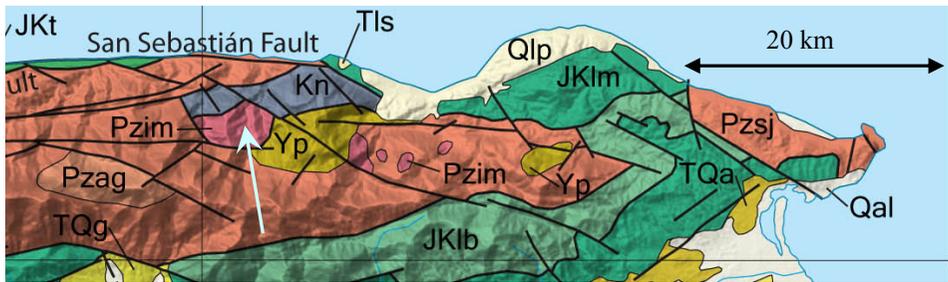


Figura 1. Mapa geológico de la zona donde aflora la Metadiorita de Todasana. Tomado de HACKLEY *et al.* (2005).

Los tipos litológicos principales son, primeramente una serie plutónica: diorita, monzodiorita, diorita cuarcífera, pegmatitas (diorítica, gabroide), neosoma plagioclásico (tonalita, trondhjemitita, anortosita), anfibolita, anfibolita granatífera, gabro, hornblendita (algunas muestras similares a la hooibergita de Aruba), así como una serie de rocas hipoabisales (diabasa, basalto, andesita). Todas estas rocas tienen asociaciones minerales metamórficas, por lo que deben denominarse con el prefijo meta.

Los contactos de la unidad son todos tectónicos, al norte con el Complejo Nirgua de la Asociación Metamórfica La Costa, al este y sureste con el Augengneis de Peña de Mora, al sur y oeste con el Complejo San Julián, ambas unidades de la Asociación Metamórfica Ávila.

Los tipos litológicos presentan una gran diversidad de estructuras, como agmática, de mezcla de magmas (“magma mingling”), extensos y diversos tipos de fragmentación y brechación, inyecciones múltiples y sucesivas, “almohadillas intrusivas” y muy complejas relaciones de corte (por dilatación), inclusive estructuras muy probablemente formadas por fusión parcial (anatexis).

La nube de muestras en los diagramas pertinentes muestran afinidad tanto de basalto alcalino como sub-alcalino, e igualmente algunas muestras muestran con afinidad toleítica y otras calcoalcalina.

En cuanto a la edad de la unidad, SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974) analizan dos muestras de cantos rodados de diorita del río Oritapo, determinando en roca total dos edades K/Ar, de: 76 ± 4 y 77 ± 4 Ma (Campaniense). Tanto OSTOS (1990) como LAR (1992) realizan los estudios de Rb/Sr de 4 y 7 muestras respectivamente (cantos rodados) sin poder determinar una isocrona adecuada. SAGNA (1990) analiza por K/Ar una anfibolita granatífera (TOD26, con hornblenda, biotita, granate, plagioclasa, de protolito basalto alcalino), donde en biotita resulta una edad de 20-25 Ma (Oligo-Mioceno), mientras que en hornblenda obtiene 110 ± 32 Ma (Cretácico inferior a medio). Mas recientemente J. L. PAQUETTE (2005, com. per.) extrae zircones de la misma muestra TOD26 y obtiene una edad U/Pb (ID-TIMS: espectrometría de masas de ionización termal con dilución isotópica) resultando en 538 ± 1 Ma (Cámbrico Temprano). En otras palabras estas variadas edades, nos indican una amplia gama de eventos, desde la cristalización del zircon (o del protolito basáltico), hasta un metamorfismo en el Cretácico inferior-medio y efectos metamórficos tardíos en el Terciario que involucraron en la yustaposición de terrenos durante la interacción de la placa Caribe con la Suramericanma.

En resumen entre muchas y diversas características, cabe mencionar que Todasana presenta: 1) Una gran diversidad de rocas ígneas plutónicas e hipoabisales. 2) Múltiples y complejas relaciones de corte. 3) Estructuras de

fusión parcial (anatexis - origen profundo). 4) Estructuras de mezcla magmática (líquidos inmiscibles, probablemente productos de fusión de distintos tipos de rocas y su interacción durante su emplazamiento). 5) Aparece entre rocas de las asociaciones metamórficas La Costa y Ávila. 6) Presenta una serie de rocas plutónicas: ultramáficas (hornblendita), gabro, diorita, (diques de tonalita - trondjemitas – anortosita); luego debe ocurrir una exhumación parcial e intrusión de la serie de rocas hipoabisales: diabasa, basalto-andesita. 7) Gran abundancia de anfíbol (alto contenido de agua en el magma). 8) Químicamente parece cercana a la serie calco-alcalina. Las rocas máficas van de alcalinas a/ sub-alcalinas. 9) “Desorden” en la sistemática de Rb-Sr y elementos trazas. 10) Las rocas máficas relativamente más antiguas (gabro-basalto → anfíbolita granatífera) sufrieron metamorfismo de grado medio (anfíbolita epidótica). 11) Todo fue afectado por una fase metamórfica más reciente de grado bajo (facies del esquistos verde). 12) Comparado con las rocas envoltorio (Nirgua, San Julián y Peña de Mora), está muy poco deformado, casi presenta un aspecto no metamórfico. 12) No se conoce ningún otro cuerpo semejante en Venezuela.

Algunos tipos de rocas y estructuras son semejantes a aquellos del batolito de Aruba, pero éste tiene una edad U/Pb zircón de 89 ± 1 (WRIGHT & WILD 2004) por lo cual no es un cuerpo “hermano”, dado que es más antiguo. Magmas basálticos de tipo alcalino se encuentran en una gran diversidad de ambientes como islas oceánicas, arcos de islas, márgenes activos y valles rift, por lo tanto esta caracterización no ayuda a despejar las dudas. Por todas estas características y comparando con configuraciones de otras partes del mundo, Todasana parece corresponder a un complejo ígneo supra-subducción en un arco magmático continental (Fig. 2).

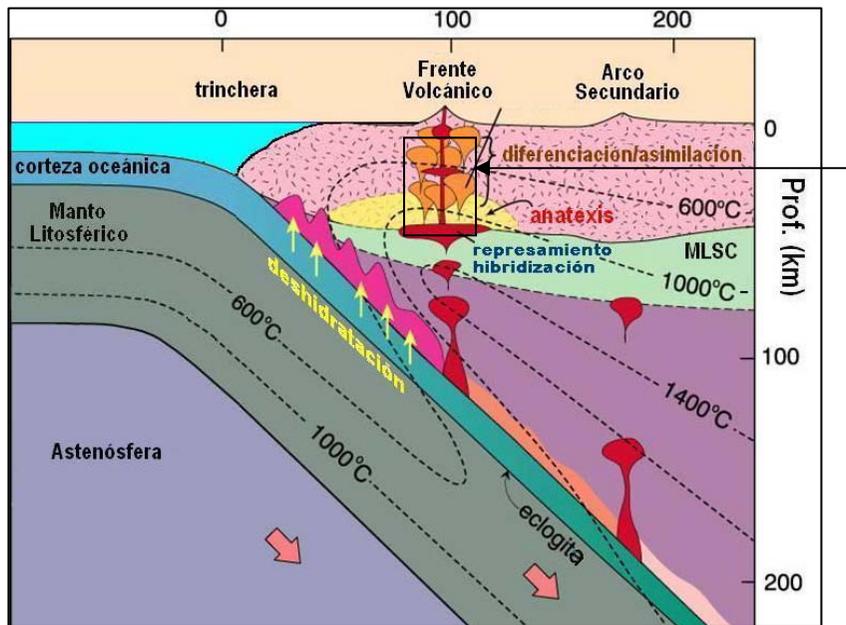


Figura 2. En el área del recuadro negro pueden acontecer eventos como para formar un cuerpo tan complejo como Todasana. Imagen tomada de GRANDE (2005).

Por supuesto quedan muchísimas dudas, entre otras: ¿Será Todasana enteramente un fragmento viejo (538 Ma) del margen pasivo de Sur América, incorporado en la interacción con la placa Caribe? ¿Podrá más bien ser parte de un arco magmático "Caribeño" más joven que incorporó algunos fragmentos antiguos (TOD 26, 538 Ma), además con generación y mezcla de dos tipos de magma semejantes a lo que dio lugar al batolito de Aruba? Pero una hipótesis de trabajo que no debe dejarse de lado, es que corresponda a un complejo migmatítico Neoproterozoico-Paleozoico, dado que luce demasiado complicado como para representar las raíces de un arco volcánico del Caribe. Por lo tanto si se formó en un arco, puede haber sido un arco continental o margen activo, desarrollado sobre el margen norte de Sudamérica durante la Orogénesis Panafricana, o a comienzos de la Caledoniana.

Hasta que no se puedan llevar a cabo estudios geoquímicos y geocronológicos detallados y con buen control geológico de las muestras (no cantos rodados), nos queda por realizar más trabajo de campo detallado en sus afloramientos, sobre todo para dilucidar el orden intrusivo de algunos de los tipos de roca, y para verificar si realmente puedan haber sobrepuestas rocas de más de una serie de diferenciación.

**LAS ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS DE LA SECCIÓN GUARENTA-EL MANTECO,
ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA**
(The igneous and metamorphic rocks of the Guarenta - El Manteco section, Bolívar State, Venezuela)

URBANI F.,⁽¹⁾ CAMPOSANO L.⁽¹⁾ & SZCZERBAN E.⁽²⁾

⁽¹⁾ UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Lab. de Geología y Geoquímica. Caracas 1053.

⁽²⁾ INFRASUR C.A. Caracas.

(Presentación de 16 láminas en CD anexo, carpeta 22. Presentation of 16 slides in enclosed CD, file 22)

Se estudió una sección de 100 km de la carretera entre el puerto de Guarenta a las orillas del río Caroní cerca del salto Tayucay, hasta El Manteco.

De sur a norte, se definen varias unidades litológicas con los siguientes nombres de campo y tipos petrográficos:

A: Intercalación de rocas cuarzo-feldespáticas y anfibólicas (sienita cuarcífera y melano monzogabro),

B: Gneis granítico (sienogranito y monzogranito),

G: Granito (monzonita cuarcífera, monzogranito, leuco-monzonita cuarcífera),

M: Migmatitas (monzogranito y melano-monzonita),

C: Grupo Roraima (cuarcita),

R: Granito rosado (monzonita cuarcífera) correspondiente a un cuerpo post-Supamo.

Diques de diabasa-gabro cortan las unidades *C*, *G* y *M*.

El Complejo Supamo presenta rocas mayormente de composición cuarzo-feldespática, consistente de rocas ígneas félsicas, paragneises y migmatitas, así como algunas minoritarias metabasitas. Las muestras se analizaron por petrografía, análisis químico por FRX-DE (elementos mayoritarios y traza), y conteos de radiactividad gamma.

Químicamente también se diferencian dos grupos: rocas máficas con contenidos de SiO₂ menor a 52% y altos porcentajes de CaO, Fe₂O₃ y TiO₂ y félsicas con SiO₂ mayor a 52% y menores concentraciones de CaO, Fe₂O₃ y TiO₂. Este comportamiento indica que estos tipos de roca no están genéticamente relacionadas. Las rocas félsicas corresponden a una afinidad calco-alcalina de alto y medio K₂O y las rocas máficas con tendencia toleítica de bajo K₂O.

En los conteos radiométricos las unidades *G*, *M* y *R* (félsicas) registran los mayores conteos, mientras las unidades *A*, *B* y los diques de diabasa (máficas) poseen los menores conteos. Actualmente se está intentando extender estas unidades lateralmente con uso de imágenes de satélite.

Tabla 1. Grandes unidades observadas en campo

Unidad	Ubicación	Observaciones
<i>A</i>	Río Caroní (0+000). Guarenta	Grupo Roraima: cuarcita (un solo afloramiento)
<i>B</i>	0+200 a 3+400 (Qda. Suramita)	Cuerpo mayor de diabasa-gabro: grano fino a medio
<i>C</i>	12+630 a 42+900	Granito: grano fino a medio. Color blanco a gris claro, cruzado por ocasionales diques de diabasa
<i>D</i>	43+300 a 51+200	Migmatita
<i>E</i>	52+500 (Río Hacha)	Granito rosado: grano medio (un solo afloramiento)
<i>C</i>	53+000 a 86+700	Granito: grano fino a medio. Color blanco a gris claro, cruzado por ocasionales diques de diabasa (se observó un afloramiento de aplita)
<i>F</i>	88+100 a 91+100	Gneis granítico: biotítico, grano muy grueso
<i>G</i>	94+100 a 96+160. El Manteco	Intercalación de rocas gnéissicas claras (cuarzo feldespática) y oscuras (anfíbólicas)

La ubicación se indica como las progresivas de la carretera, pero nótese que entre una unidad y otra, hay intervalos no incluidos que corresponden a tramos sin afloramientos.

Tabla 2. Mineralogía y clasificación petrográfica.

ID	E	N	U	Cuarz	Feld-k	Plag 1	Plag 2	Opc	Bio	Mus	Px	Hb	otro	IC	Clasificación petrográfica
T1	524.250	734.520	A	93	7										Cuarcita
T2	527.255	733.780	C-B	7	10	40	Lab	5	3		30	5		43	Monzogabro-cuarcífero
T3	532.256	737.646	C	35	38	13	And	2	7	5			Tz Cl	9	Sienogranito
T4	534.087	746.895		17	37	26	And				20			20	Monzogranito
T5	534.348	746.908		20	35	30	And	3	5	1		2	4 Cl Ap	14	Monzogranito
T6	535.278	753.335	C-B			21	Lab	2			17		60 M-Af	24	Basalto
T8	538.333	753.892		45	And	8	4		40			3 Cl	55	Gabro	
T9	538.866	754.456	C	3	15	25	Lab	15	5	2	30	5		55	Melano-monzonita-cuarcífera
T10	539.423	755.221		25	38	17	And	2	15				3 Cl	20	Sienogranito
T11	541.609	760.054		27	43	12	And	3	10	3			2 Cl Zr	15	Sienogranito
T12	542.075	760.951		15	40	30	And	2	8	5			Tz Tur	10	Monzonita-cuarcífera
T13	542.075	760.951	C-B			25	Lab	15			53		7 Cl	75	Gabro porfídico
T14	542.786	763.016	D	20	38	29	And	3	10				Tz Ap Zr	13	Neosoma monzogranítico
T15	542.786	763.016		13	21	Lab		3		26	37		Tz Ap	66	Paleosoma melano-monzonítico
T16	542.889	766.207		17	30	And	3		22	28		Tz Cl Zr	53	Gneis melano-monzonítico	
T17	544.314	768.779	E	5	45	30	Oli	5	4			10	1 Zr	11	Monzonita-cuarcífera
T18	543.675	769.864	C	6	34	25	Oli	5	10	2		5	8 Es Ep Ap Cl	32	Monzonita-cuarcífera
T19	542.921	788.109		15	31	40	Oli	5	5			3	1 Ap	14	Monzonita-cuarcífera
T20	541.633	773.242		35	21	30	Oli	5	7			2		14	Monzogranito
T21	542.047	777.858		15	38	43	Oli	3				1		4	Leuco-monzonita-cuarcífera
T22	542.047	777.858	C-B			20	lab	10			35	10	25 Cl M-Af	70	Diabasa
T23	542.735	788.119	C	12	16	45	Oli	5	7	6		8	1 Ap	21	Granodiorita
T25	542.152	790.502		35	35	16	Oli	2	12					14	Aplita (sienogranito)
T26	546.166	802.031	F	12	45	27	Oli		9		1		6 Ep Ap	16	Gneis monzogranítico
T27	546.210	802.121		20	20	25	Oli	3	20				7 Es Zr	25	Gneis melano monzogranítico
T28	548.630	807.484	G	6	59	30	Oli	3					3 Ep	5	Gneis feldespático
T29	548.630	807.484		13	Lab	1			7	76		3 Zr	87	Anfibolita	

Los valores están dados en %: Cuarz: cuarzo, Feld-K: feldespato potásico, Hb: hornblenda, Px: piroxeno, Plag 1: % plagioclasa, Plag 2: tipo de plagioclasa (Oli: oligoclasa, And: andesina, Lab: labradorita), Opc: opacos (magnetita en gabro-diabasa), pirta en granitos, IC: Índice de color, E y N: Coordenadas UTM. U: unidades A a G (ver Tabla 1). C-B: indica dique de basalto-diabasa-gabro en los granitos de la unidad C.

Otros: Tz: trazas, Cl: clorita, M-Af: matriz afanítica, Ep: epidoto, Es: esfena, Ap: apatito, Zr: Zircón, Tur: turmalina. Petrografía original: J. A. Margotta y A. Villalón.

**MODELO DE FUSIÓN PARA LOS BASALTOS DE LA FORMACIÓN EL CALLAO
(Melting model for the El Callao Formation basalts. Venezuela)**

VELÁSQUEZ G. & TOSIANI T.

UCV. Fac. de Ciencias. Email: gevelasqueza@gmail.com; tosiani@cantv.net

(Presentación de 13 láminas en CD anexo, carpeta 23. Presentation of 13 slides in enclosed CD, file 23)

Con el fin de determinar el porcentaje de fusión que pudo haber ocurrido en el manto para generar los basaltos pertenecientes a la Formación El Callao se realizó un modelado con la utilización de elementos mayoritarios y las tierras raras (REE). Con la composición química de dos muestras de basalto que representan el menor (B8171) y mayor grado de fusión (B8159), se estableció un balance de masa para los elementos mayoritarios considerados como menos móviles en los procesos de alteración, partiendo de una fuente mantelar pirolítica (RINGWOOD 1979) y estableciendo dos residuos, una lherzolita (60% olivino, 30% ortopiroxeno, 8% clinopiroxeno, 1% plagioclasa, 1% espinela) para pequeños grados de fusión parcial, y una harzburgita (80% olivino, 20% ortopiroxeno) para mayores grados de fusión (Tabla 1).

Tabla 1. Porcentajes de fusión determinados (*) y cálculo de la composición de la fuente mantelar, se compara con la composición del manto pirolítico.

	(*)7%	93 %	Fuente	(*)14%	86 %	Fuente	Manto
	B8171	residuo	estimada	B8159	residuo	estimada	pirolítico
SiO ₂	48,78	44,80	45,08	51,15	42,45	43,70	45,10
MgO	5,12	41,69	39,10	5,22	44,40	38,40	38,10
FeO	13,65	8,15	8,50	12,12	8,40	9,10	8,00
Al ₂ O ₃	13,23	2,37	3,13	12,38	1,25	2,81	3,30

De esta manera se establece que los basaltos de la Formación El Callao pudieron ser generados a partir de una fusión parcial entre un 7% y 14% de una fuente mantelar con una composición química similar a la del manto pirolítico, los resultados obtenidos a partir de los elementos mayoritarios fueron corroborados por el modelaje de las REE.

El grado de fusión parcial para los basaltos fue modelado, a partir de las REE, mediante la ecuación $Cl/Co = 1/[D+F*(1-D)]$, partiendo de una fuente mantelar con una composición química igual a dos veces el valor condrítico y estableciendo nuevamente como residuo peridotítico el utilizado para el modelado de los elementos mayoritarios. De la ecuación $Cl/Co = 1/[D+F*(1-D)]$, la concentración inicial (C_0) es conocida ya que corresponde a la composición química del manto superior, propuesta por SUN & NESBITT (1977), de dos veces el valor condrítico y los coeficientes de distribución total por elemento (D) fueron calculados a partir de los coeficientes de distribución mineral-fundido por elemento (K_D) para cada mineral, mediante la ecuación $D = \sum(w_i * K_D)$ donde w corresponde a la proporción en peso de cada mineral que compone la asociación y K_D es el coeficiente de distribución mineral-fundido por elemento.

Variando el grado de fusión parcial (F), se obtuvo una concentración en el líquido ($Cl_{calculada}$) por elemento, la cual fue comparada con la composición de los basaltos estudiados, que en teoría representan a los líquidos generados a partir de la fusión. Se establece como el grado de fusión parcial el valor de F que cumpla con la condición de que la desviación estándar, entre la concentración calculada y la determinada en los basaltos estudiados, tienda a cero.

En la Fig. 1, se puede observar la similitud que existe entre la curva de la concentración en el líquido calculada, para un valor de F de 7%, y la curva correspondiente a la muestra B8171, al igual que la similitud entre la curva de la concentración en el líquido calculada, para un valor de F igual a 14%, y la curva de la muestra B8159. Para los valores de F igual a 7% y 14% es donde se obtiene una menor desviación estándar, entre la concentración en el líquido calculada y el valor en los basaltos, tanto para la muestra B8171 como para la muestra B8159, respectivamente (Fig. 2).

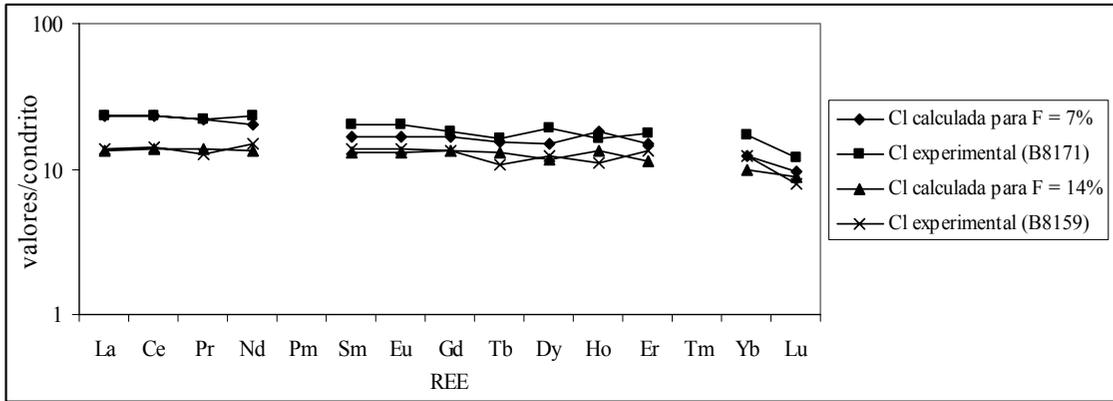


Figura 1. Gráfico para las REE mostrando el patrón desplegado por las curvas de concentración en el líquido calculada (F = 7%), la curva de la muestra B8171, la curva correspondiente a la concentración en el líquido calculada (F = 14%) y la curva de la muestra B8159. Valores condriticos tomados de MCDONOUGH & SUN (1995).

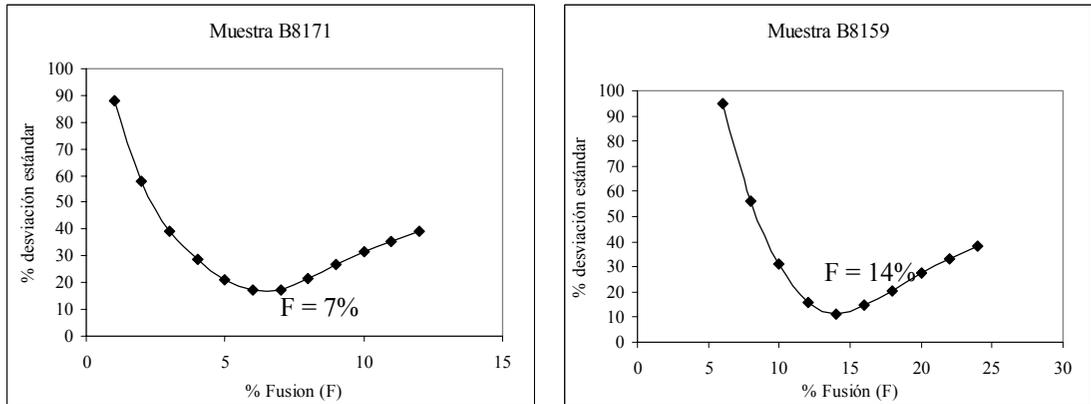


Figura 2. Porcentaje de fusión parcial (F) contra el porcentaje de desviación estándar entre la concentración en el líquido calculada y la concentración determinada en los basaltos.

Del modelado realizado, mediante la utilización de los elementos mayoritarios y trazas, se puede concluir que los basaltos de la Formación El Callao pudieron haber sido originados por medio de una fusión parcial entre 7% y 14%, a partir de una fuente mantelar con una composición química similar a la del manto piroclítico.

Referencias:

MCDONOUGH W. F. & SUN S. 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*. 120:223-253.
 RINGWOOD A. E. 1979. *Origin of the Earth and Moon*. New York: Springer-Verlag. 287 p.
 SUN S. & NESBITT R. W. 1977. Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*. 35:429-448.

ALGUNOS ASPECTOS DE LA GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE EL BAÚL, ESTADO COJEDES. VENEZUELA

(Some geological remarks on El Baúl area, Cojedes state. Venezuela)

VISCARRET P. & URBANI F.

UCV. Fac. de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas 1053. Email: patxiviscarret@yahoo.com
(Presentación de 28 láminas en CD anexo, carpeta 24. Presentation of 28 slides in enclosed CD, file 24)

El macizo de El Baúl es una aislada zona montañosa muy disectada y de abrupto relieve, ubicada en las adyacencias de la población de El Baúl, al sur del estado Cojedes, a unos 120 km de la población de Tinaco y unos 60 km de la población del Pao, con una dirección noroeste - sureste abarca una superficie aproximada de 720 km². Esta es una presentación preliminar de un trabajo en progreso, donde se pretende revisar y reinterpretar diversos aspectos geológicos del macizo.

Ideas de la literatura

En el Macizo de el Baúl se localizan 3 grandes grupos de rocas, graníticas, volcánicas félsicas y sedimentarias. Entre estas últimas se ubica la Formación Mireles, donde ROD (1955) localiza trilobites del Tremadocence inferior, también descritos en más detalle por MARTÍN (1961) los cuales pertenecen a una especie, la *Parabolina argentina*. FEO-CODECIDO (1963) señala una edad K/Ar de 297±10 Ma y MARTÍN (1968) de 287±10 Ma (Rb/Sr) para las rocas graníticas, lo cual corresponde a la orogénesis Herciniana de finales del Paleozoico, mientras que para las Volcánicas de Guacamayas, MARTÍN (1961) determina una edad de 192±3.8 (K/Ar) Ma.

Las unidades sedimentarias Mireles, Cerrajón y Cañaote, fueron estudiadas en detalle y redefinidas por MARTÍN (1961). La Formación Mireles la incluye en la parte inferior del Grupo El Barbasco y la designa como una serie de horizontes fosilíferos. La Formación ha sufrido un metamorfismo regional de bajo grado, correspondiente a la facies de los esquistos verdes (zona moscovita-clorita), con una presunta superposición local de metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de cuerpos graníticos. En cuanto a la Formación Cerrajón, se utilizó este nombre, para designar el nivel intermedio del Grupo El Barbasco, que aflora en la región norte-central y centro-oriental del macizo de El Baúl. Presenta en su parte inferior, al Miembro Jobito, constituido por metalimolita, filita, cuarcita con rizaduras deformadas, esquistos clorítico-cuarzoso y cuarcita masiva, que presentan colores gris verdoso, verde blanquecino, rojo amarillento y violáceo. Los niveles medio y superior están esencialmente formados por lo que fue definido como un hornfel pelítico (moscovita, cuarzo, andalucita) de color verde rojizo, denso, afanítico e intensamente diaclasado, en las que se presentan horizontes de cuarcitas sacaroideas (cuarzo, sericita, clorita) de gran espesor y persistencia, sobre todo hacia el tope de la Formación se señala que el nivel superior de la unidad fue intrusionado por diques de riolita esferulítica, de hasta 5 m de espesor y de color blanco verdoso. La Formación Cañaote, corresponde a los niveles superiores del Grupo El Barbasco. Litológicamente la unidad se compone de cuarcita micácea orientada (60%), interestratificada en su parte media y superior con metarenisca arcósica lenticular, ligeramente foliada, de grano grueso pobremente escogida y de color blanco, y por hornfel psamítico, denso y de color verde azulado, que meteorizan a blanco y rojo violáceo; son excelentes capas guías y desarrollan lentes afaníticos. MARTÍN (1961) le asigna a esta Formación un metaconglomerado lítico, que denominó pseudo-gneis de Cayetano, que aflora 1 km al sur de la casa principal del Hato Piñero.

Los granitoides, considerándose la fecha de edad Paleozoica, presuntamente, intrusionaron en el Paleozoico, al Grupo El Barbasco, grupo de rocas con edades posibles que oscilan desde el Cámbrico Tardío al Ordovícico, lo cual fue descrito por FEO-CODECIDO (1954), ROD (1955) y MARTÍN (1961) Estas rocas graníticas fueron subdivididas por MARTÍN (1961) en facies, según el tamaño de grano, siendo las facies Mogote las más gruesas (pórfidos) y las facies Mata Oscura y Piñero, de grano mas fino. Acompañan a estas rocas, cristalizaciones interpretadas como remanentes correspondientes a sienitas y lamprofiros. Complementa el marco geológico del Macizo de El Baúl, rocas volcánicas de probable edad Jurásico, denominadas Volcánicas de Guacamayas, las cuales representan un vulcanismo asociado a procesos de rift de edad Triásico – Jurásico, el centro volcánico desarrollado para ese entonces, originando cinco episodios volcánicos, que de mas viejos a mas joven son: Corcovado, Casupal, Valle Hondo, El Oso y Segoviera.

Al final de la siguiente sección se indica un esquema total de las unidades aflorantes en El Baúl, con los nombres de MARTÍN (1961) y una propuesta de URBANI (2002).

Algunas nuevas interpretaciones

Del análisis de la literatura y de una salida preliminar de campo se han planteado muchas interrogantes y consideramos que este macizo es mucho más complicado de lo que se ha publicado al respecto. Ejemplo de esto es el Granito de Mogote que a diferencia de Mata Oscura y Piñero, presenta textura rapakivi con textura wiborgita (Fig. 1) que sólo se ha localizado, a nivel internacional, en el Proterozoico. La variedad wiborgita es la más típica y exhibe

un anillo de oligoclasa rodeando a los fenocristales ovoidales de feldespato potásico. De esta manera el Granito de Mogote de El Baúl podría ubicarse dentro del evento de granitos rapakivi, correspondiendo al mismo ciclo Parguazensis del Escudo de Guayana, de edad entre 1.400-1.600 Ma.

El Granito Parguaza es de color gris en comparación con el Granito de Mogote que es anaranjado. Es posible que este color en el feldespato potásico se deba a una leve alteración hidrotermal deutérica, la cual depositó minúsculas hojuelas de hematita dentro del feldespato, dándole esa coloración rosada-anaranjada (hasta roja) tan característica de estos cuerpos. De esta manera, el Granito Parguaza y el Granito de Mogote en El Baúl, podrían ser dos cuerpos de granitos rapakivis diferentes o el mismo, con distintos grados de alteración hidrotermal. Se debe tomar en cuenta que todos los cuerpos de granito rapakivi de Finlandia y Suecia son de color rosado (expuestos en las paredes y pisos de la Torre Lincoln y Palacio de Justicia, en Caracas). La presencia de fluorita, como accesorio de los granitos de Mogote y Parguaza denota la cristalización bajo una alta fugacidad de HF, el cual es el responsable de producir la textura rapakivi en estas rocas.

De esta manera se podría pensar que los cuerpos graníticos corresponden a un clásico granito alcalino potásico de edad Parguazensis y el cual, por consiguiente, no puede ser intrusivo en las rocas sedimentarias de El Barbasco, si estas realmente son del Mesozoico. La supuesta aureola de contacto de alta temperatura (facies hornfels piroxénicos) podría tratarse de zonas de tobas o brechas volcánicas tectonizadas y metamorfizadas. Además, las volcánicas de Guacamayas, en la localidad tipo, tienen un aspecto tectonizado y metamorfizado, y de naturaleza muy similar a las Volcánicas de Caicara. Adicionalmente las volcánicas ácidas de Guacamayas de ser de edad Triásico no pueden asociarse a ningún arco volcánico en fecha, ya que en Venezuela no hay arcos volcánicos con esa edad.

El Mesozoico comienza en Venezuela con el Jurásico (La Quinta, Graben de Espino, Ipire) donde hay volcanismo, pero es basáltico. Esto nos hace pensar que las rocas volcánicas de Guacamayas corresponden a un bloque tectonizado de las Volcánicas de Caicara o algún equivalente, las cuales afloran 250 km al sur. Lo limitante del macizo de El Baúl, es que cada unidad aflora en cerros dispersos y no hay continuidad de afloramientos lo que hace muy difícil descifrar la historia geológica y más sin edades radimétricas confiables.

La nueva historia geológica del área podría establecerse de la manera siguiente: Volcánicas félsicas de arco (equivalentes a las Volcánicas de Caicara), de edad Proterozoico medio-temprano (1.900 Ma); Capas rojas pre-Parguaza (quizás equivalentes a Roraima o a unidades pre-Roraima?) de edad Proterozoico medio-temprano (1.700-1.800 Ma?) correspondientes a las unidades de Cerrajón y Cañaote y un granito parguazensis de edad Proterozoico medio (1.590 Ma) intrusivo en las capas rojas y finalmente las rocas sedimentarias (Formación Mireles) del Paleozoico inferior con trilobites (Ordovícico Tremadociense). Esta última es la única edad realmente segura. Podría establecerse la correlación de la Formación Mireles, en base a la fauna y la litología, con la Formación Caparo que aflora en el flanco sur andino de los Andes de Mérida.

Esta secuencia que se propone debe ir sustentada con por lo menos 4-6 determinaciones de edades de U-Pb en circones, cuya petrografía sea previamente estudiada. Las rocas graníticas, por ser rocas anorogénicas?, su relación Rb-Sr en roca total nos daría la relación inicial de isótopos de Sr y una idea de su origen (mantelar, hibridismo manto-corteza, lo cual es casi necesario para originar la textura rapakivi o rara vez de corteza).

El siguiente esquema de unidades:

<i>Nomenclatura propuesta por URBANI (2002 y 2005)</i>	<i>Nomenclatura de MARTÍN (1961), (1989) según lo aceptado por CIEN (1997)</i>
Asociación Metasedimentaria Barbasco Cuarcita de Cañaote Metaconglomerado de Cayetano Metapelita de Cerrajón Metalimolita de Jobito Filita de Mireles	Grupo Barbasco Formación Cañaote Seudo-gneis de Cayetano Formación Cerrajón Miembro El Jobito Formación Mireles
Super-Asociación Volcánica Guacamayas Asociación Riolita Teresen Riolita de El Corcovado Riolita de Tirado Riolita de La Bandola Asociación Latita El Peñón Latita cuarcífera de El Oso Riolita latítica de La Segoviera	Grupo Volcánico de Guacamayas Formación Rioliítica de Teresén Miembro El Corcovado Miembro Tirado Miembro La Bandola Formación latita cuarcífera El Peñón Miembro El Oso Miembro La Segoviera
Asociación Granítica El Baúl Granito de Mata Oscura Granito de Mogote Granito de Piñero	Granito alcalino de El Baúl Facies Mata Oscura Facies Mogote Facies Piñero



Figura 1. Textura rapakivi tipo wiborgita del Granito de Mogote (Foto Luis Camposano).

Referencias:

- CIEN – COMITÉ INTERFILIALES DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA. 1997. Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela. PDVSA – INTEVEP, edición en CD-ROM y en línea www.pdvsa.com/lexico
- FEO-CODECIDO G. 1954. Notas petrológicas sobre formaciones que afloran en la región de El Baúl, estado Cojedes. *Bol. Geol. (Venezuela)*, 3(8): 109-121.
- MARTÍN BELLIZZIA C. 1961. Geología del Macizo de El Baúl, estado Cojedes. *Cong. Geol. Ven. Memoria III Cong. Geol. Ven. Noviembre 1959, Bol. Geol. (Caracas) Publ. Esp. 3, IV: 1463-1530.*
- MARTÍN BELLIZZIA C. 1968. Edades isotópicas de rocas venezolanas. *Bol. Geol. (Caracas)*, 9 (19): 356-380.
- ROD E. 1955. Trilobites in metamorphic rocks of El Baúl, Venezuela. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 39(9): 1865-1869.
- URBANI F. 2005. Las unidades geológicas del macizo de El Baúl, estado Cojedes, Venezuela: Actualización de su nomenclatura. *Geos (UCV, Caracas)* 38: 123.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y PETROGRÁFICA DE ROCAS DEL PARQUE NACIONAL SIERRA NEVADA. MÉRIDA. VENEZUELA
(Geological and petrographic characterization of rocks of the Sierra Nevada National Park. Mérida. Venezuela)

VISCARRET P., ⁽¹⁾ LAFFAILLE J. ⁽²⁾ & GUERRERO O. ⁽¹⁾

⁽¹⁾ ULA. Fac. de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geológica Dpto. de Geología General. Mérida.
 Email: patxi@ula.ve

⁽²⁾ Facultad de Ciencias. Departamento de Física. Mérida.

(Presentación de 33 láminas y texto de 33 p. en CD anexo, carpeta 25. Presentation of 33 slides and text of 33 p. in enclosed CD, file 25)

Los Andes Venezolanos son un sistema alargado de bloques levantados, orientados aproximadamente en dirección NE-SO que separa las cuencas de Maracaibo y Apure-Barinas. El basamento ígneo-metamórfico andino, representado por la Asociación Sierra Nevada del Precámbrico, está caracterizado por poseer ortogneis biotítico, migmatitas, aplitas “lit-par-lit”, gneis biotítico-granatífero, gneis cuarzo-feldespático-micáceo, esquisto cuarzo-muscovítico-feldespático de grano grueso y esquisto micáceo-granatífero, que en la mayoría de los casos contenían sillimanita; muchas de estas rocas presentan textura migmatítica.

En algunas localidades se describe esquisto estaurolítico, ortogneis, gneis diorítico y granítico, escasos paragneis y “sills” de anfibolita. Estas rocas han sido sometidas a por lo menos dos períodos de deformación con intrusiones graníticas a diferentes intervalos de las deformaciones. La presencia de la sillimanita implica alto grado metamórfico, de rocas que fueron metamorfizadas a profundidad y exhumadas en la actualidad. La zona de la sillimanita está definida por asociaciones de minerales de la facies de la anfibolita. En menor grado se manifiestan rocas con asociaciones minerales de las facies de los esquistos verdes, probablemente producto de una etapa metamórfica retrógrada.

Este trabajo aporta nuevos datos petrológicos-petrográficos de muestras de roca recolectadas a través de las máximas elevaciones que conforman nuestra Sierra Nevada de Mérida, a saber los picos León, Toro, Espejo, Bolívar,

La Concha, Humboldt y Bonpland. Fueron realizados 55 análisis petrográficos, definiendo la composición mineralógica, tamaño de grano, relación entre granos (patrón textural), paragénesis mineral, facies y subfacies metamórficas, protolito, relación presión / temperatura, alteraciones y sustituciones. En las rocas metamórficas se definen texturas esquistosas y gneisicas con fábricas-estructuras granoblásticas, granolepidoblásticas y granonematoblásticas. Se asignan nombres de las rocas, incluyendo la terminología para muestras tectonizadas

El análisis del estado físico de algunas muestras de rocas (tanto micro como macroscópico), permite establecer relaciones con algunas estructuras geológicas que surcan la región de estudio. Tal es el caso de la garganta Txomajoma, anexa al pico Bompland y que es la ventana que comunica a la travesía desde pico Espejo, con el valle de la Laguna El Suero (base del los picos Humboldt y Bonpland). Esta garganta podría ser una expresión geomorfológica de la falla de Laguna Verde, la cual atraviesa en sentido este-oeste a parte del área de estudio, encontrándose evidencias petrográficas (muestra SN-24), correspondientes a un esquistu cuarzo micáceo granatífero tectonizado (Fig. 1).

Se identificaron los siguientes tipos litológicos: gneis cuarzo feldespático micáceo con sillimanita (Fig. 2), gneis cuarzo feldespático micáceo, esquistu cuarzo feldespático sillimanítico, esquistu cuarzo micáceo granatífero, esquistu cuarzo feldespático micáceo, esquistu anfibolítico (Fig. 3) y granitos. Se observaron granitos “sensu stricto” (granito y monzogranito), además una secuencia transicional intrusiva de granodiorita-pegmatítica.

En el mapa resultante se muestran tanto las alineaciones estructurales como la localización de muestras, indicando la isógrada metamórfica de la sillimanita, que separa área de menor y mayor metamorfismo, indicando que el metamorfismo se incrementa hacia el norte. La presencia de granate almandino + biotita en muestras de rocas metamórficas, podría implicar que éstas pudiesen estar dentro del rango de presión y temperatura de la facies de la anfibolita-epidótica.

0,5 mm

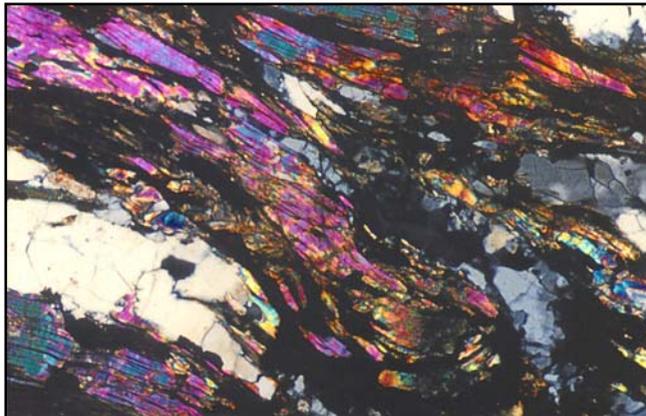


Figura 1. Esquistu cuarzo micáceo granatífero tectonizado. Se observan paquetes de mica, definiendo una textura granolepidoblástica. Muestra SN-24. (N 8,563, W 71,006)

0,5 mm

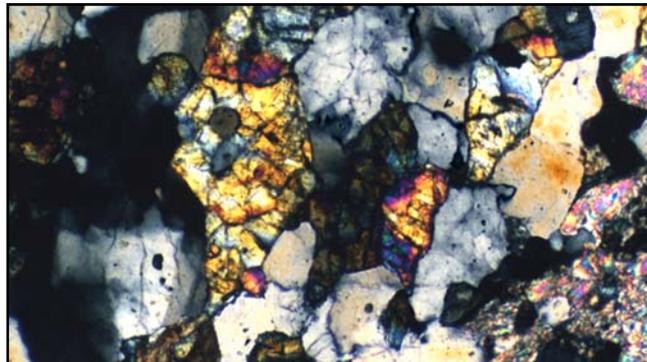


Figura 2. Gneis cuarzo feldespático micáceo epidótico con sillimanita. Muestra SN-28. (N 8,5618, W 70,9936)

0,5 mm



Figura 3. Esquisto anfibólico. Se observa la textura granonematoblástica definida por paquetes de grandes cristales de hornblenda intercalados con paquetes de cuarzo y feldespato. Muestra SN-13. (N 8,5470, W 71,0280)

ARUBA AND CURAÇAO: REMNANTS OF A COLLIDED PACIFIC OCEANIC PLATEAU? INITIAL GEOLOGIC RESULTS FROM THE BOLIVAR PROJECT.

WRIGHT J. E. & WYLD S. J.

University of Georgia. Department of Geology, Athens, GA. USA

Email: jwright@gly.uga.edu; swyld@gly.uga.edu

(Cartel en CD anexo, carpeta 26. Poster in enclosed CD, file 26)

The oldest rocks exposed on Aruba are amygdaloidal basaltic pillow lavas and lesser basaltic sandstone. The pillow lavas are geochemically similar to MORB and OIT. Locally, there is a distinctive unit of pebbly mudstone, argillite and basaltic tuff interstratified with the pillow lavas. Turonian (?) ammonites have been recovered from argillites. Both the pillow lava unit and argillaceous sediments were then intruded by a diabase complex.

The intrusive rocks are geochemically indistinguishable from the pillow lavas. WHITE *et al.* (1999) interpret the lavas and diabase as having been formed in an ocean plateau. Following emplacement of the diabase unit, Aruba became emergent. There is abundant evidence for weathering and erosion of the pillow lavas and diabase unit. Basaltic magmatism continued as witnessed by the accumulation of accretionary lapilli tuff. Accretionary lapilli only form in a subaerial environment. The accretionary lapilli tuff was shortly thereafter reworked by local stream(s) which produced a coarse conglomerate composed entirely of clasts of basalt, diabase and lesser amounts of accretionary lapilli. The accretionary lapilli and conglomerate units are almost always found together and are interpreted to have been deposited in a paleo-valley. Following this, the entire sequence underwent low grade regional metamorphism accompanied by folding and cleavage formation.

Available data constrain this event to be post Turonian ($93,5 \pm 4$ Ma) but pre emplacement of the Aruba batholith at 89 ± 1 Ma (SHRIMP U-Pb zircon date). Thus, Aruba went from being emergent to undergoing regional metamorphism and batholith emplacement in a very short time period. We suggest that the pre-batholithic rocks were partially subducted prior to batholith emplacement.

The metamorphic complex and batholith were exhumed and exposed by at least the Eocene/Miocene as they are overlain by shallow marine limestone of that age. On Curacao, the Curacao lava formation is geochemically similar to and broadly correlative with pre-batholithic basalts and diabase on Aruba (e.g. WHITE *et al.* 1999). Following accumulation of the Curacao lava formation the area became emergent as there is widespread evidence for weathering and erosion of the basalts (BEETS 1972).

Thus, both Curacao and Aruba became emergent in the Late Cretaceous. However, the subsequent geologic history of Curacao is distinct from Aruba, as it was not affected by Turonian/Coniacian deformation and metamorphism, but instead subsided and developed as a sedimentary basin, leading to the accumulation of extensive deposits of Late Cretaceous (Santonian-Maastrichtian) to Early Paleocene age.

Late Cretaceous turbidites on Curacao contain a significant population of euhedral zircons in the range of 70-87 Ma (older Cretaceous grains in the range of 103-125 Ma are also present) along with angular hornblende and plagioclase mineral fragments. These arc derived grains are accompanied by older Mesozoic, Paleozoic and Precambrian zircon and undated coarse detrital muscovite, all presumably derived from the South American continental margin.

Deformation on Curacao occurred between the Danian and middle Eocene (BEETS 1972) presumably during accretion to the Venezuelan continental margin. These data complicate models which interpret Aruba and Curacao to represent remnants of a Pacific oceanic plateau whose collision with a west-facing island arc produced subduction polarity reversal in the Late Cretaceous. Alternatively, we suggest a model in which Aruba and Curacao formed on the subducting plate of an already east-facing arc system. Our preliminary work on the island of Bonaire suggests a similar overall tectonic setting compatible with that of Aruba and Curacao.