GEOLOGÍA DE VENEZUELA

TOMO I:
ESCUDO DE GUAYANA
ANDES VENEZOLANOS Y
SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

Universidad de Oriente
Escuela Ciencias de la Tierra
Cátedra: Geología de Venezuela
Profesor: Dr. Vicente Mendoza S.

Ciudad Bolivar, Marzo 2005

P R O L O G O

González de Juana y otros (1.980) estimaban que hasta el año 1975 se habían acumulado unas veinte mil pàginas escritas sobre temas geológicos venezolanos. Indudablemente que hasta el momento presente, Enero del 2005, la información sobre temas geológicos venezolanos se ha incrementado varias veces ese número si tenemos en cuenta la muy enriquecedora labor realizada en estos últimos veinticico años, entre cuyos logros contamos con la serie de congresos geológicos, sedimentològicos, de cuencas petroleras, venezolanos; congresos latinoamericanos y otros, internacionales y mundiales asi como los trabajos realizados y publicados por la empresa CVG Tecmin, el Servicio Geológico de USA, innumerables tesis de grado y post-grado, de gran calidad, de las universidades nacionales y múltipes trabajos técnicos de las empresas mineras asi como las ingentes publicaciones del MEM, ahora culminadas con la Tercera Edición del Léxico Estratigràfico de Venezuela 1997, por Servigeomin y otras muchas publicaciones.

Ser profesor de una materia de la categoría de Geología de Venezuela, exige muchas horas diarias de lectura y preparación de cada tema a tratar. En esa cátedra que el autor de esta obra dicta desde el año 1978 hasta el presente ha intentado, en la medida de lo posible, actualizar el contenido de muy diversos tópicos (Fisiografìa, Geología del Escudo de Guayana, Geología de los Andes, Geología del Sistema Montañoso del Caribe, Cretácico Sedimentario, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario entre los más destacados). En este tomo de Geología de Venezuela se incluye la Fisiografìa General de Venezuela, la Evolución Geológico-Tectònica del Escudo de Guayana, la Geología de los Andes y la Geología del Sistema Montañoso del Caribe.

Se ha tratado de ser lo màs imparcial posible, pero no por ello se han silenciado criterios y puntos de vistas alternativos disidentes. Queda una ingente labor de investigaciones por realizar y de “nunca terminar” sobre las rocas duras de Venezuela (que cubren màs del 70% del Pais), en particular, entre otros levantamientos de campo en escala de detalle y de gran detalle, estudios geoquimicos, determinaciones de edades radimètricas y estudios paleomagnéticos de calidad todos ellos, que nos ayuden a conocer un poco más la geología de cada unidad litoestratigráfica y litodémica de cada región, lo cual nos permita conducirnos hacia un inventario, de gran confianza, de los recursos geológicos minerales que puedan ser explotados sustentablemente. Esta es una pequeña diferencia con el excelente texto de Don Clemente Gonzàlez de Juana (1980), esto es, el de incluir los recursos minerales de cada provincia geológica y tratar de relacionarlos con la evolución geotectónica de cada provincia. Deseo finalizar con algunas frases de mi excelente amigo y profesor antes citado de que “...en Geología no hay artículos de fe ni geólogos infalibles...y que los escritos geológicos no gozan de la longevidad” y muy pronto se vuelven incompletos, obsoletos. Gracias a esa labor de dictar clases y de tener que leer nuevas publicaciones cada dìa para exponer en clase lo “ùltimo” publicado sobre el tema, tenemos como reemplazar anualmente ,en nuestras bibliotecas, las copias de estos tomos de Geología de Venezuela. Y asi serà siempre, nunca terminamos de aprender y de conocer satisfactoriamente la geología de una determinada región. Esta es una de esas actualizaciones, con muchas imperfecciones pero con la vocación docente de intentar estar al dìa y de corregir errores propios. La Geología continùa siendo una ciencia con mucho de arte y la verdad geológica se alcanza muchas veces por sucesivas investigaciones, correcciones y nuevas aproximaciones.

Vicente Mendoza Sánchez
Ciudad Bolívar, Marzo 2005

FISIOGRAFIA DE LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE VENEZUELA

Universidad de Oriente
Escuela Ciencias de la Tierra
Cátedra: Geología de Venezuela
Profesor: Dr. Vicente Mendoza S.

Ciudad Bolívar, Marzo 2005

FISIOGRAFIA DE LAS PROVINCIAS GEOLOGICAS DE VENEZUELA

INTRODUCCIÓN

Siguiendo a Gonzàlez de Juana y otros (1.980) , en Venezuela podemos identificar por lo menos los siguientes sistemas fisiográficos, controlados por las caracteristicas litológicas y tectònicas de cada región:

1. Sistema Andino
2. Sistema Montañoso del Caribe
3. Precordilleras y Piedemonte
4. Planicie del Lago de Maracaibo y Planicies Costeras
5. Sistema de Los Llanos
6. Sistema Deltaico Oriental
7. Escudo de Guayana.

1. Sistema Andino

Los Andes venezolanos representan la culminación noreste de la Gran Cordillera Andina de Sur América. Los AV nacen en el Nudo de Pamplona donde la Cordillera Oriental de Colombia se subdivide en dos ramales, vale decir la Sierra de Perijá y la Cordillera de Mérida que comienza en el Páramo de Tamà, en la Depresión del Táchira.

La **Sierra de Perijà,** de rumbo N 25-30 E, de unos 250 Km. de longitud por 25-30 Km de ancho, cubre unos 7.500 Km2 y sirve de frontera entre Venezuela y Colombia. En la SDP se distingue la Depresión o Desgarradura de Perijà, originada por la Falla de Perija, a la cota 1.800 m.s.n.m. en las cabeceras del Rio Tucuco. Al sur de la depresión de Perijá se observa la Sierra de Los Motilones, que es la divisoria de aguas entre el Valle del Cesar al oeste y la Cuenca del Lago de Maracaibo al este. El **Tetaría** es el pico màs alto de la SP con 3.750 m.s.n.m. Al norte de la depresión de Perijà se tiene la Serranìa de Valledupar de Colombia, en la que se encuentran las cabeceras de los rìos venezolanos Negro, Apòn y Guasare. Aquí el pico más elevado es el Cerro Pintado con 3.600 m.s.n.m. Los Montes de Oca se encuentran al oeste y al norte del Rìo Guasare.

La mayoría de las rocas de la SP, cuyas edades van desde el Neoproterozoico al Neógeno, en general muestran buena foliación y estratificación, con trend paralelo al grano estructural de la sierra, por lo cual muchos ríos transcurren a lo largo del rumbo de las capas y desvían sus cursos siguiendo fallas ortogonales, formando estrechos y pendientes cañones. Schubert (1.972) mencionó morfología periglacial y de solifluxiòn y a partir de los 2.800 m.s.n.m. rasgos glaciales como circos, escalones rocosos, morrenas aborregadas y lomas de ballena. En dirección opuesta, es decir hacia las planicies del Lago de Maracaibo abundan las terrazas.

Los **Andes de Mérida** nacen en la Depresión del Táchira y terminan en la Depresión de Barquisimeto, para una longitud de 425 Km con una anchura promedio de los 80 Km. Los ADM forman la divisorìa de aguas entre la Cuenca Apure-Barinas-Rio Orinoco al Sur y el Lago de Maracaibo al Norte. Los ADM pueden ser subdivididos en dos grandes porciones: los Andes del Centro y Norte. Al norte del Valle del Rio Chama se extienden los Andes del Norte hasta el Páramo La Negra, Macizo de Tovar y Macizo de la Culata o Sierra Norte con el Páramo Piedras Blancas (4.762 m.s.n.m), y los Andes del Sur comprenden los páramos de Las Tapias, Rio Negro, la Sierra Nevada de Mérida y la Sierra de Santo Dominto, registrando los picos màs altos de los Andes (Cerro Bolívar con 5.007 m, Humboldt 4.942 m, El Toro, 4.654 m.s.n.m.). Estos dos ramales o cordilleras se une en el Nudo de Mucuchíes, cerca de donde nace el Rio Motatàn.

Los fenómenos relacionados con la glaciación ocurren hacia y por encima de los 3.000 m.s.n.m. y a esas zonas se las conoce como los Altos Andes, cuya expresión màs representativa es la Sierra Nevada de Mérida y su prolongación hacia el sureste, la Sierra de Santo Domingo. La zona glacial, desarrollada a partir del Pleistoceno al Actual, se produce por encima de los 4.000 m.s.n.m. La zona de páramo se ubica entre los 2.500 a 3.500 m.s.n.m. (en el Pleistoceno, pero actualmente se produce por encima de los 3.500 m.s.n.m). El fenómeno glacial solo se registra actualmente en los alrededores de Pico Bolívar. Las morrenas glaciales se localizan por encima de los 3.500 m.s.n.m. Las “lagunas” son mejor conocidas por su acceso en la Sierra Santo Domingo y entre las que se mencionan Laguna Victoria con morrenas, Laguna Mucubajì , Laguna Negra con un circo glacial, Los Patos, Canoa y otras. La Glaciación Mérida alcanzò cotas cercanas a los 2.700 m.s.n.m. A una cota por debajo de los 2.500 m.s.n.m. ya no se reconocen los efectos periglaciales y comienzan entonces la laderas andinas, caracterizadas por una fuerte pendiente e impresionantes cuestas de buzamiento. Los valles se forman hacia el declive de los anticlinorios cubriendo rocas de fácil y rápida meteorización, como lutitas, permitiendo así el desarrollo de una vegetación may alta y densa.

En los AV en general el drenaje está controlado por fallas de rumbo y ortogonales, que dan un tipo enrejado, aunque en las zonas altas el drenajes es dendrítico algo radial. Las terrazas cuaternarias sirven de asiento a varios aeropuertos y poblaciones como la del Rio El Chama de Mérida, Motatàn, Santo Domingo, Uribante, etc., siendo la Mesa de Esnujaque una de las más espectaculares.

2. Sistema Montañoso del Caribe

El SMC se extiende desde la Depresión de Barquisimeto hasta el extremo este de la Península de Paria. Para su mejor comprensión el SMC se puede dividir su parte fisiográfica en dos partes: el sector occidental y el sector oriental . El sector occidental o Sistema Orogràfico Central està formado por dos elementos fisiográficos diferentes, separados por la depresión de la Falla de La Victoria-Lago de Valencia. Al norte de esta depresión tenemos la Cordillera de La Costa y al Sur de la misma por la Serranìa del Interior y las otras fajas tectònicas. En el sector oriental otra depresión marcada por el Golfo de Cariaco, Laguna Buena Vista y Caño Turépano y costa sur del Golfo de Paria separa al norte de la misma a la Cordillera de Araya-Paria , formada por rocas metamòrficas alòctonas, y al sur la Serranìa del Interior, constituida por rocas sedimentarias autóctonas de edad

cretácico y màs joven. El contacto de ambas provincias geológicas està marcada por el Corrimiento de Casanay.

La **Cordillera de La Costa** comienza en la Depresión de Barquisimeto y se continùa por la Serranìa de Bobare y Aroa con alturas por debajo de los 800 m.s.n.m. pasando al norte y al este por los cerros alineados de Yumarito, San Quintín, La Zurda y Salsipuedes, cerros que presentan alturas por debajo de los 527 m.s.n.m. y que están constituidos por gneises cuarzo-feldespáticos, anfibolitas, anortositas, granulitas, piroxenitas de posible edad Neoproerozoico. Al este del Rio Aroa se eleva la serranìa del mismo nombre con alturas de hasta los 1.800 m.s.n.m. con el Pico El Tigre formado por rocas del tipo Formación Las Brisas y gneises cuarzo-feldespàtico tipo Peña de Mora.

La prolongación de la Falla de La Victoria hacia el oeste llega hasta el Valle de Nirgua en el Estado Yaracuy, al sur de la cual se levanta la Serranìa de Marìa Lionza al oeste y la Serranìa de Tucuragua del Estado Trujillo al este. Ambas presentan alturas por debajo de los 1.400 m.s.n.m. Al Norte de la Falla de La Victoria se encuentra la Sierra de Santa Marìa y más al noreste la Sierra de Taria-Urama-Puerto Cabello, cambiando el rumbo de la cordillera de NE a EW. Entre Puerto Cabello y Cabo Codera, por una longitud de unos 300 Km, la Cordillera de la Costa en su extremo norte es rectilínea, representando una Falla Recta Costera. Cercano a esta zona, las zonas màs elevadas están ocupadas por los macizos como la leucocuarzo-sienita de Naiguata, los Augengneises de Peña de Mora, con alturas como 2.765 m.s.n.m. (Pico Naiguata de la Sierra del Avila al norte de Caracas), que representa un gran “horst” mientras que el Valle de Caracas es un “graben”. Singer (1.977) distinguió cuatro “aplanamientos escalonados” a 1.250 m, 1.500 m, 1.750 m y 2.000 m.s.n.m. como superficies escalonadas del Avila. Aquí la Cordillera de La Costa ha sufrido un rejuvenecimiento, o levantamiento del antiguo curso de la Quebrada Tacagua por encima del viaducto inmediato al túnel Boquerón I de la Autopista Caracas-La Guaira, de màs de 500 m.

La **Planicie del Lago de Valencia** cubre un área aproximada de 1.280 Km2, en cuyo centro se encuentra el Lago de Valencia o de Tacarigua con 280 Km2 de superficie. Los sedimentos que forman el piso de este lago son de edad Cuaternario, de carácter limoso, muy fértiles. Hacia los bordes de la planicie se observan remanentes de rocas metamórficas del SMC.

La **Serranìa del Interior Central** se extiende desde la Serranìa de Portuguesa hasta el Valle del Rio Cùpira al este, piedemonte de la depresión del Rio Unare, con una longitud de casi 500 Km. El límite norte de la Serranìa del Interior es la Falla de Boconò y la parte este la Falla de la Victoria, cambiando de rumbo NE a EW, es decir semiarqueada, coincidiendo el cambio de dirección con la depresión de Barquisimeto-Acarigua. El lìmite sur de esta serranía es el piedemonte que lo separa de Los Llanos. El SIC muestra una fisiografía compleja, formada por filas y estribos que constrastan con el carácter rectilíneo de la Cordillera de La Costa. Las alturas no pasan de los 1.200 m, siendo el Cerro Platillòn, limite entre los estados Carabobo y Guàrico, la excepción con 1.930 m.s.n.m. Los rìos de la vertiente sur drenan a la Cuenca del Rio Orinoco y los ríos de la vertiente norte lo hacen hacia el Lago de Valencia.

La **Cordillera de Araya-Paria** comienza en Punta Barrigón al oeste hasta Punta Narizona al este. Su lìmite norte es el Mar Caribe y el Sur es en parte el Caribe y en parte la Serranìa del Interior. La CAP puede ser dividida en tres partes para la descripción fisiográfica: 1) Península de Araya, 2) Estribo de la Depresión de Casanay-Carùpano hasta Mala Pascua y 3) Península de Paria.

En **Araya** se destaca la depresión de la Salina de Araya. La Cordillera de Araya comienza en Manicuare con rocas metamòrficas del SMC. Entre Manicuare y Chacopta las elevaciones no pasan de los 250 m.s.n.m. Las colinas tienen formas alargadas y redondeadas y soportan muy poca vegetación en un clima árido muy caliente. El drenaje es dendrítico con cursos secos. Al este de Chacopata las alturas alcanzan los 600 m.s.n.m. y la vegetación comienza a ser más densas y alta.

El Estribo de Casanay-Carùpano marca la divisoria de aguas entre la hoya hidrográfica norte que va al Mar Caribe y la sur que va al Golfo de Cariaco y al Golfo de Paria. Aquí las alturas llegan hasta los 750 m.s.n.m y la vegetación es màs alta y densa. En la Península de Paria, al este de Cabo de Mala Pascua, la cordillera presenta una sola fila central que constituye la divisoria de aguas al norte al Mar Caribe y al sur al Golfo de Paria. Las alturas van hasta los 1.253 m.s.n.m. en Cerro del Humo para descender bruscamente hasta las depresiones de los rìos Grande y Mejillones, con alturas por debajo de los 350 m.s.n.m. Al este la Cordillera de Paria alcanza alturas de hasta 992 m.s.n.m. en Cerro Azul y Boca de Dragos. La depresión fallada entre la Bahìa del Obispo Norte y la Bahìa del Obispo Sur limita con el Promontorio de Paria, la cual fue llamada junto con la Isla El Viejo, **Isla de Gracia**, por Cristóbal Colón en 1.498 en su tercer viaje a América. Los ríos que desemboca en la costa norte lo hacen rápidamente formando pequeños conos y ensenadas menores. Las playas registran fuerte oleaje y gran pendiente. El cabo màs prominente es Cabo Tres Puntas, constituido por un mélange ofiolitico complejo.

La **Serranìa del Interior Oriental** comienza en la Depresión del Rio Unare al este de Barcelona y sigue luego por la Depresión Pantanosa del Rìo San Juan y termina en los cerros de Gauanoco y Guariquen. Esta serranìa forma parte de un gran anticlinorio con declive hacia el oeste, con una elevación topográfica tope en el Pico del Tumiriquire con 2.595 m.s.n.m. La Fila de Agua Blanca constituye la Fila Maestra que en su parte occidental contiene el Pico Tristeza de altura similar al Tumiriquire. En esa zonas nacen los riòs Manzanares, Neverì, Amana y Guarapiche. Las calizas cretácicas soportan cerros elevados, pero las areniscas de edad Cretácico a Terciario soportan mayores alturas en forma de acantilados, tal como en el Tumiriquire. Los intervalos de lutitas de edad Cretácico a Paleoceno – Oligoceno ocupan zonas bajas de valles y depresiones.

La **Isla de Margarita** se extiende desde Punta Arenas al oeste hasta Punta Ballena al Este y en ella se distinguen dos penínsulas, la de Macano al oeste y la de Margarita Oriental al este separadas por el Istmo de la Arestinga. Su extensión superficial es de 934 Km2 La IM està separada, en su parte màs estrecha, de tierra firme, por una distancia de 12.4 millas náuticas desde Punta Chacopta en Araya hasta Punta Mosquitos en Margarita Sur. La Península de Macano està compuesta por rocas metamòrficas y ocupa zonas montañosa con alturas de hasta 760 m.s.n.m. en el Macizo Central donde nace el ùnico rìo de la IM con agua todo el año como es el Rio San Francisco. En la costa norte de la Península de Macanao se localizan algunas terrazas de baja altura (3 a 4 m). En la costa sur las terrazas son algo màs altas. En Margarita Oriental, la fisiografia es màs compleja y se identifican tres alineamientos montañosos soportados por complejos meta-sedimentarios, macizos de rocas màficas-ultramàficas ofioliticas y granitos sòdicos o trondjemitas de arcos de islas.

El macizo màs occidental comienza en el Macizo de La Guardia, que alcanza la costa en Playa Caribe. El alineamiento central es el màs importante y comienza con la planicie de El Espinal, pasando por las elevaciones de Cerro Fajardo, Chuire y Choaima para culminar en el Cerro San Juan a 910 m.s.n.m., que es la mayor elevación de la IM y està formado por peridotitas serpentinizadas. Desciende luego por el Cerro Copey, de 810 m.s.n.m., y el Portachuelo entre La Asunción y Juan

Griego hasta alcanzar Las Cumbres de La Rinconada, Cerro Mico y Cerro Tragaplata. Aquí nacen tres importantes rios de aguas intermitentes: el Rio del Espíritu Santo que va hacia el sur hasta Porlamar, el Rio de La Asunción que desagua hacia el sur hasta la Salina de Guacuco y el Rio San Juan Bautista, que fluye hacia el suroeste hasta el caserío Las Barrancas y finalmente a la Laguna Los Marites.El tercer alineamiento del Valle de San Antonio asciende al cerro de calizas de El Piache a 300 m.s.n.m. siguiendo al norte próximo a la carretera Porlamar-La Asunción por filas de calizas y hacia el norte por Matasiete y Guayamuri (formados por trondjemitas y rocas ultramàficas). El piedemonte se encuentra muy disectado en rocas metamòrficas y se une a la planicie costera en el suroeste de Los Marites.

En la **Isla Cubagua** la fisiografìa es tipo meseta de suave inclinación con alturas que no exceden los 50 m.s.n.m. El accidente fisiográfico màs importante es el Caño de las Calderas. Hacia la parte oeste de la isla, cerca de Nueva Cadiz, se observa una planicie costera formada por sedimentos cuaternarios.

En la **Isla de Coche** la costa NE presenta un largo acantilado con una altura promedio de unos 20 m. Estos acantilados estàn formados por conglomerados polimicticos, de grano grueso, con intercalaciones de areniscas y limolitas. La costa sur muestra algunos afloramientos de rocas metamòrficas.

En las **Islas Los Frailes** que se localizan enfrente de Puerto Fermin (El Tirano) y Playa Parguito, a unas 7 millas náuticas de distancia. Estas islas tienen laderas pendientes con costas fuertemente escarpadas. En la Isla Fraile Grande o Puerto Real los acantilados alcanzan los 120 m.s.n.m. Estas islas estan mayormete formadas por meta-diabasas y meta-andesitas de afinidad ofiolitica.

En la **Península de Paraguaná**, se encuentran algunos cerros, con rocas metamòrficas alòctonas, y rocas sedimentarias autóctonas. Las rocas ígneo-metamòrficas del SMC forman cerros como el Macizo de Cocodite, el Cerro de Santa Ana, Cerros de Tausabana, el Rodeo y Arajò. En el Cerro de Santa Ana se alcanzan alturas de 820 m.s.n.m. Santa Ana, formado por rocas gabroides, diabásicas y básalticas, pasa a rocas màficas y ultramàfica de los Cerros Siraba y Capuano, es decir partes de una suite ofiolitca compleja. El resto de la Península de Paraguanà pertenece a la provincia fisiogràfica Serranía del Interior.

3. Precordilleras y Piedemontes

Comenzando por Perijà, **Estado Zulia** se pueden distinguir los siguientes piedemontes:

- **Estribo de Rìo de Oro**
- **Estribo de Tarra**
- **Macizo de El Palmar y flanco oriental del sinclinal de Manuelote**

El **estribo de Rio de Oro** se mantiene por rocas sedimentarias que soportan un anticlinal paralelo a la Sierra de Los Motilones, con alturas por debajo de los 500 m. El estribo de Tarra, hacia el SO de la Cuenca del Lago de Maracaibo està representado por una línea de cerros que reflejan

fisiogràficamente un anticlinal fallado que pasa desde Colombia a Venezuela con alturas menores a los 200 m.

En el **Estado Trujillo** se reconocen dos precordilleras: 1) la Serranìa de Trujillo y 2) la Sierra de Ziruma. La Serranìa de Trujillo constituye el lìmite oriental del Lago de Maracaibo. El valle del Rìo Jirajara sigue la Falla de Valera. La Serranìa de Trujillo culmina en la Sierra de Ziruma en el cerro Cerròn de 1.900 m.s.n.m. punto de convergencia de los estados Zulia, Lara y Falcòn. Las estribaciones occidentales de la Serranìa de Trujillo y de la Sierra de Ziruma pueden clasificarse como piedemonte con descenso hacia el declive del anticlinal de Misoa hacia el Sur, donde se asienta el campo petrolero de Mene Grande. Al sur de la divisoria se localiza la Serranìa de Baragua, separada de la fila de Siquisique por el rìo Baragua. La Serranìa de Baragua finaliza en la planice aluvial del rìo Tocuyo.

En la parte norte del **Estado Falcòn**, el piedemonte comprende la divisioria entre Lara y Falcòn con la Cordillera de Buena Vista y la Sierra de Churuguara. Esta faja piedmontina presenta un cambio importante de oeste a este a través de la linea que une a Cumarebo y Churuguara. En la parte occidental, los cerros màs importantes comienzan al este del Mene de Mauroa conteniendo las elevaciones de Cerro Frìo, Cerro Dorado y Avarìa, con alturas por debajo de los 1.000 m.s.n.m. Hacia el Este se levanta la Sierra de San Luis que culmina cerca de Acarigua, caracterizado por un complejo de calizas arrecifales. Al Sur de Cerro Frìo-San Luis transcurren en una zona deprimida los rìos Pecaya, Tupure y parte alta del Rio Hueque y los rìos Pedregal, Pururеche, Agua Larga y Remedios.

Al este de la linea Cumarebo-Churuguara los sedimentos se hacen màs lutàceos que por meteorización adquieren formas erosionadas de lomas bajas redondeadas cortadas por un drenaje dendrítico, quedando algunas zonas resistentes a la erosión como calizas arrecifales, tipo Cerro Los Indios, al sur del campo petrolero de Cumarebo, Cerro Píritu, Mimarito, Capadare, etc. Otras veces son crestas resistentes de areniscas como en Solito. El piedemonte de Falcòn oriental avanza hasta la costa falconiana y soporta algunas puntas y cabos, tales como Punta Taimataima al NE de la Vela de Coro, puntas Manzanillo, Sabanas Altas, Zamuro y Aguide formadas por sedimentos mio-pliocènicos. En particular en la Sierra de San Luis, y en menor frecuencia en las calizas de Churuguara, se encuentran localmente topografía tipo “kárstica” caracterizada por la presencia de dolinas, simas, captura de rìos, etc.

En el Estado **Lara** la mayorìa de los cerros de colores amarillentos a blanquecinos que se destacan sobre los suelos de colores rojizos representan bloques alòctonos en el surco de Barquisimeto. La depresión central de Lara està comprendida entre las ciudades de Carora, El Tocuyo, Barquisimeto y Sarare. Las mayores extensiones de suelos aluvionales se encuentran en la llamada Sabana de Carora y en la llanada entre Quibor y Barquisimeto. Estas planicies pasan gradualmente al norte al sistema falconiano y al noreste a las laderas andinas y al suroeste a las elevaciones de la Cordillera de la Costa. O sea que aquí confluyen los Andes-Falcòn y el Sistema Montañoso del Caribe.

El **piedemonte norandino** es una prolongación de la depresión o silla del Táchira, presentando laderas bajas formadas por rocas sedimentarias terciarias inclinadas hacia el Lago de Maracaibo. Otras expresiones del piedemonte norte andino se vuelven a observar en Sabana Libre, Betijoque y Motatàn. Aquí arranca la cordillera de Ziruma o Serranìa de Trujillo.

La **Cordillera de La Costa** entre Puerto Cabello y Cabo Codera cae abruptamente a la línea de costa sin formar piedemonte excepto hacia la desembocadura de los riòs al mar, formando abanicos aluviales y bahías como la de Turiamo, Ocumare de la Costa, Cata y Catia La Mar donde en Cabo Blanco (Aeropuerto de Maiquetía) se encuentra una terraza de 50-60 m.s.n .m. de sedimentos cuaternarios levantados. Algo similar a Cabo Blanco se observa en La Sabana. Entre Cabo Codera y Cumanà se encuentra la bahìa de Puerto La Cruz. Al noreste de Barcelona hasta Cumaná el piedemonte corre cercano a la costa sobre calizas y areniscas de rocas cretácicas hasta llegar a la costa formando islas de un piedemonte erosionado como al oeste de Isla Borracha y el arichipièlago de Las Chimanas, Las Caraca y otras. Los bordes de estas islas son acantilados casi verticales. La costa presenta golfos como el de Santa Fe, ensenadas profundas como Mochima y bahìas como Guanta y Pertigalete. Entre Cumanà y Cariaco, el piedemonte sigue en dirección este, terminando en la costa sur del Golfo de Cariaco. Al oeste de la depresión-falla de Casanay reaparece el piedemonte formado por cerros bajos de rocas alòctonas metamòrficas del Sistema Montañoso del Caribe. Al interior, tierras de piedemonte representan Caucagua, Santa Teresa y Santa Lucìa. Entre Boca de Uchire y Píritu confluyen las últimas filas de la Serranìa del Interior con sedimentos terciarios que se alinean en filas paralelas al rumbo de las capas, fracturadas por fallas de rumbo.

El **pidemonte surandino** comienza en la Hoya del Rio Uribante, se continùa por el rìo Michai. En la carretera Barinitas-Apartadero se observa el piedemonte surandino como filas alineadas formadas por areniscas de edad Terciario hasta llegar al oeste del rìo Boconò donde la fisiografìa se vuelve compleja por la presencia de bloques alòctonos en la facies flysch. Desde San Carlos hasta la depresión del Unare, por 400 km de longitud, el piedemonte se caracteriza por una anchura promedio de 30 Km., con una expresión de fajas fisiográficas correspondientes a las fajas tectònicas del SMC. El límite sur del piedemonte coincide con el límite norte de la Provincia de los Llanos y corresponde a la fajas de buzamientos suaves, la cual presenta algunas cuestas de buzamiento del Terciario Temprano. La faja meridional coincide con la faja tectònica volcada y forma el alineamiento fisiográfico màs importante de esa región y se compone de capas de areniscas subverticales a volcadas que producen largas y estrechas filas subparelelas, prominentes y de difícil acceso y que son conocidas popularmente como “galeras”, muy notorias en el poblado de Las Vegas, en la carretera San Carlos-El Amparo y en la carretera El Pao-El Baùl.

Las capas de areniscas se observan espectacularmente desplazadas en el puente sobre el Rìo Tiznados y nuevamente en la población de Dos Caminos al Sur de Parapara de Ortiz, de donde sigue hasta Camataguita donde se desplaza nuevamente hasta Altagracia de Orituco y de alli continùa finalmente hasta la depresión del Rio Unare y llegar a la costa de Pìritu. Esta faja fisiográfica está limitada al sur por el Corrimiento Frontal de Guàrico. La siguiente faja fisiográfica se extiende al norte de las fallas hasta el comienzo de la topografía màs abrupta de las laderas de la Serranìa del Interior. Las alturas de esta faja no pasan de los 600 m.s.n.m.. Su complejidad fisiográfica es reflejo de la complicación litológica y tectònica, con sedimentos tipos flysch, bloques alóctonos muy diversos, gran fallamiento, en particular fallas de estratificación.

Al sur de Píritu se observan cerros y lomas bajas compuestos por conglomerados y arenas, como en San Bernardino y El Pilar, formando filas alargadas como la de Boca de Tigre-Uchirito, Santa Inés, Orégano y otras hasta el Río Amana, donde el piedemonte està desplazado por la Falla de Urica hacia el sur, en el Cerro Corazón. Más hacia el este, el piedemonte sigue el flanco sur de la Serranìa Oriental hasta Aragua de Maturìn y Quiriquire, en filas alargadas soportadas por

sedimentos terciarios. Las mesas de Monagas terminan abruptamente contra las estribaciones meridionales del piedemonte. El Rio San Juan corta la Serranìa del Interior Oriental y desarrolla una planicie deltaica rodeada del Cerro Paradero, cerca de Guanoco y Guariquén, que representan las últimas elevaciones de rocas cretácicas calcáreas màs orientales.

4. Planicie del Lago de Maracaibo y Planicies Costeras

La **Planicie Circundante del Lago de Maracaibo** està configurada por el piedemonte de Perijà y la Sierra de Cojoro al oeste, por el piedemonte de los Andes de Mérida al sureste y por las estribaciones de la Serranìa de Trujillo al noreste, formando el contorno del Lago de Maracaibo que ocupa su parte central. Se destacan los terrenos bajos, pantanosos y anegadizos de las llanadas alta a la cota 30-40 m.s.n.m. Casi toda la cobertura del Lago de Maracaibo son sedimentos cuaternarios y solamente en el sector occidental del lago se encuentran algunos afloramientos de rocas del Paleógeno, asi como en Maracaibo y en las crestas de las estructuras de La Paz y Mara. El comienzo del piedemonte està marcado por rocas del Neogéno que afloran en la parte centro-occidental de esta provincia fisiográfica. La historia reciente de la depresión es la de relleno progresivo y continuo de detritos provenientes de las cordilleras circundantes y la poca capacidad de transporte de los detritos al caer al agua del lago ancestral. Levantamientos recientes, sedimentación y relleno rápidos condicionan la vida del Lago hacia su extinción final.

La planicie occidental comienza en Castilletes como terraza estrecha y àrida que termina bajo los acantilados de la población de Cojùa, siguiendo màs al sur terrenos bajos con manglares y pantanos, salinas y terrenos áridos de Sinamaica. Al sur-sureste de la carretera El Moján-Carrasquero la planicie occidental es màs amplia con un ancho promedio de 75 km hasta llegar al Guamo, por casi 140 km de longitud. La planicie se ensancha hasta 120 Km. siguiendo aproximadamente el curso del rìo Catatumbo.

Casi toda la parte del Distrito Oriental de Maracaibo es un alto con drenaje incipiente y mal desarrollado. Al norte el drenaje tiene dirección noreste como en el Rio Cachirí y en la zona sur (distrito Urdaneta y norte de Perijà), los rìos el Palmar y Apòn corren en dirección sureste siguiendo la inclinación de la planicie. Mas al sur los grandes rìos como Santa Ana y Catatumbo fluyen con dirección al este franco y contienen las mayores ciénegas y pantanos.

En general las laderas andinas caen abruptamente a la planicie del Lago, sin un piedemonte bien desarrollado. Los rìos son cortos y entre ellos destaca El Chama.

Las planicies orientales muestran también las subprovincias de llanos altos y zonas bajas, con una planicie de anchurqa variable y compleja por las intersecciones con las estribaciones de la Serranìa de Trujillo o de Zuruma. La linea de playa comienza en dirección Sur-Norte hasta San Isidro de Ceuta donde cambia hacia el norte-noreste hasta Punta Iguana donde comienza el canal de la salida del Lago. Esta parte de 110 Km de longitud constituye la petrolífera y famosa Costa de Bolívar, con localizaciones famosas como La Rosa, Tìa Juana, Cabimas, Lagunillas y Bachaquero. Esta zona, como consecuencia de la intensa extracción de petróleo alcanzó una subsidencia de 10 m por debajo del nivel del Lago.

El sector septentrional de la planicie oriental del Lago se continua hacia el este-noreste donde se une a la planicie árida de Falcòn.

Ocupando la parte central de las planicies se encuentra el Lago de Maracaibo, un cuerpo de agua de 14.344 Km2 con una longitud máxima de 155 Km. y una anchura de 120 Km. La profundidad de las aguas en el Lago tienen 9 m en promedio pero puede alcanzar localmente los 30 m de profundidad. Las costas del Lago son bajas, con manglares, plantaciones de cocos y playas sucias como en Lagunetas. La desembocadura del Rio Santa Ana en el Lago produce una albufera. El Lago se comunica o sale al Golfo de Venezuela mediante un canal denominado El Tablazo. El canal comienza entre Punta Icotea y Chiquinquirá donde presenta 20 Km. de ancho y se estrecha al norte entre Punta Iguana y Maracaibo, donde se aprovechó esta estrechez y se construyó el Puente Sobre El Lago de 9 Km. de longitud y vuelve a estrecharse nuevamente entre Punta Palmas y Santa Cruz de Mora a 9 Km. La longitud del canal es de unos 40 Km. Al Norte de El Tablazo se localiza la boca del Lago que se extiende por unos 14 km entre la Isla San Carlos al oeste y Oribona al este, segmentada por las islas Zapara y Barbosa, lo cual origina tres bocas separadas, siendo la de San Carlos la màs grande por la que pasa el canal dragado y las embarcaciones. La única isla que presenta rocas duras es Isla de Toas, al sur de San Carlos, en la cual afloran calizas cretácicas, rocas de la formación la Quinta y granitos de edad paleozoica, o sea una posible extensión de la cordillera paleozoica andina. La costa oriental del Lago, Costa Bolívar y el centro del Lago son asiento de numerosos y productivos campos petroleros.

Las **planicies costeras del norte** comprenden la zona àrida del Estado Falcòn, que comienzan al oeste de las playas de El Tablazo en el Estado Zulia y se extiende hasta la Vela de Coro, por unos 230 km de longitud en dirección oeste-este y con un ancho promedio de 35 km. La zona se caracteriza por atributos desérticos tales como la presencia de mèdanos, dunas, arroyos y rios secos, arbustos espinosos. Los terrenos están cubiertos por sedimentos del Cuaternario y en Urumaco por rocas sedimentarias de edad Neògeneo. Los pocos rios corren en dirección norte y desembocan en el Golfo de Venezuela y en el Golfete de Coro, tales como el Rio Coro.

El Istmo de Los Mèdanos conecta la planicie falconiana con la Península de Paraguaná. Aquí los mèdanos son accesibles y muy visitado tanto por turistas nacionales como extranjeros. Estos mèdanos se forman por la persistente dirección de este a oeste y velocidad del viento que dominan en la región. Las planicies de la Península de Paraguaná terminan contra las aguas que rodean la península, unas veces como acantilados bajos sostenidos por rocas de edad del Cuaternario y otras veces por la transición de la planicie a la playa. En la parte oeste se asientan las grandes refinerías de petróleo de Amuay y Cardòn. Al este de la Vela de Coro las planicies del tipo aluvial se concentran en las zonas de la desembocadura de los grandes rìos como el Hueque, Tocuyo, Aroa y Yaracuy.

Al este de **Cabo Codera** se extiende la planicie del Rio Tuy que constituye un extenso entrante que separa las poblaciones de Carenero al oeste, Caucagua al oeste-suroeste y Machurucuto al este, incluyendo la Laguna de Tacarigua. La playa entre Carenero y Machurucuto tiene una extensión de 65 Km., parte de la cual es la berma que limita al noreste la Laguna de Tacarigua. Esta planicie es una línea de costa de crecimiento muy típica con playa, barrera y laguna costera con una anchura promedio de 2 km, aunque entre Paparo y Tacarigua alcanza hasta los 50 Km. Otras planicies costeras se observan alrededor de las lagunas de Unare y Píritu. En el curso bajo y desembocadura del Rìo Neverì se localiza la llanada de Barcelona-Puerto La Cruz. Aquí se localizà el tòmbolo de El Morro formado por calizas, areniscas y limolitas cretácicas. A partir de Guanta, al

este siguen acantilados de rocas cretácicas, con algunas bahìas como la de Santa Fe y Mochima y playas como Agapito, Playa Colorada, etc. La desembocadura del Rio Manzanare al mar, origina la planicie donde se desarrolla la ciudad de Cumaná.

En el extremo occidental de la Península de Paria se encuentra la Salina de Araya en una depresión natural comprendida entre dos cerros formados por rocas de edad Neògeno. En el fondo oriental del Golfo de Cariaco se observan zonas bajas y pantanosas, con manglares, que terminan contra las estribaciones del Casanay. Al este de El Pilar comienza la planicie costera meridional de Paria donde se localizan las poblaciones de Yaguaraparo, Irapa y Guiria al este de la cual termina la planicie con el SMC. En el sector oeste de esta planice desciende a los pantanos y ciénegas del sistema del Rio Turèpano, parte del sistema deltaico oriental.

5. Provincia de Los Llanos

Los Llanos venezolanos, con 260.000 km2, son parte de los llanos que se extienden en dirección suroeste a Colombia y Brasil. Los Llanos se caracterizan por ocupar tierras bajas, en promedio con alturas de 100 a 150 m.s.n.m. formados por sedimentos del Terciario Tardio y del Cuaternario, depositados en una cuenca extensa y progresivamente rellena y finalmente levantada suavemente con lenta y baja erosión. En la zona axial de la cuenca se levanta el denominado **Alto de El Baùl** compuesto por rocas ígneas y metamòrficas de edad Paleozoico y Mesozoico Temprano. Este ADEB separa las cuencas de Barinas-Apure al oeste y Oriental de Venezuela, al este. Las altura mayores se alcanzan en el cerro de rocas volcánicas Las Guacamayas con 512 m.s.n.m. Hacia los 400 m.s.n.m. abundan rocas piroclàsticas. Entre ambas el nivel de 460 m.s.n.m se compone de filitas y cuarcitas de bajo grado metamòrfico, incluso con fòsiles (Formación Mireles) del Paleozoico Temprano y a los 300 m.s.n.m. tenemos cerros redondeados, domicos, formados por el Granito de El Baùl.

Los Llanos venezolanos pueden dividirse en tres partes: llanos occidentales, centrales y orientales. La subprovincia de los llanos occidentales tiene por limites los siguientes: al sur el Rio Orinoco, desde la desembocadura del Rio Suata al Meta, al oeste, noroeste y norte por la altura de 100 m.s.n.m. que los separa de los altos llanos de Barinas y Portuguesa y de los llanos septentrionales de Cojedes y Carabobo y al este con los llanos centrales. La subprovincia de los Llanos Centrales está limitada al norte por la cota 250 m.s.n.m. que marca el comienzo del piedemonte. La subprovincia de los Llanos Orientales està limita al oeste por una línea que sigue el escarpado occidental de las mesas de Urica, Santa Rosa, Cantaura y Guanipa, continua por el sur de Pariaguan hasta el valle del Rio Orinoco; su límite norte lo determina el piedemonte y el limite este por caños de marea y tierras inundables que marcan el comienzo del Delta del Orinoco.

El sistema de drenaje de Los Llanos occidentales està controlado por los rìos Meta, Capanaparo, Arauca, Apure y Curso Medio del Orinoco. El drenaje de Los Llanos Centrales consta de tres sectores: alto llano de Barinas y Portuguesa; sector medio al este del Rio Pao, con los rios Guàrico, Manapire y Zuata que van al Orinoco Medio; zona noreste, con la hoya del Rio Unare que drena al Mar Caribe. Los extremos son el Rio Guere por el este y los rìo Guaribe y Tamanaco por el oeste y sureste.

En contraste con los Llanos Centrales, los Llanos Orientales se caracterizan por mesas extensas y planas que cubren aproximadamente un 60% del Estado Monagas y un 30% del Estado Anzòategui. Estas mesas están circundados por escarpados o farallones de pendiente abruptas a verticales y alturas de 40 o màs metros. Muchos morichales nacen al pie de estos farallones. Las mesas poseen un mal drenaje, tipo dendrítico centrípeto hacia una depresión o laguna central. Los rìos como Amana, Guarapiche y otros nace del borde sur de la Serranìa del Interior y al caer en la planicie cambian de rumbo N-S a E-W. Los rìos de la parte central como Tonoro, Guanipa, Tigre, Morichal Largo, etc, nacen de manantiales y morichales en la mesa, cerca de la divisoria de llanos centrales y orientales.

6. Sistema Deltaico Oriental

El SDO comprende un delta complejo múltiple e integrado formado por la desembocadura de los rios Orinoco, que contribuye con màs del 90% de ese complejo deltaico, delta del Rio San Juan, bajos del Rio Guanipa, zonas pantanosas de los rìos Guariquèn y Turèpano, cubriendo en total unos 60.000 km2.

El Delta del Orinoco tiene su vértice entre Barrancas y Los Castillos de Guayana. De aquí parten dos grandes brazos de agua: Rio Grande, de dirección este-oeste, que cae en aguas del Atlántico en la Boca Grande o de Navíos, y el Caño Mànamo, con curso sur-norte, que desemboca en Pedernales, sobre el Golfo de Paria. Este triángulo ocuapa unos 30.000 km2 y dentro de èl los caños mayores, como Capure, Macareo, Mariusa, Araguao, Merejina, siguen un trend noreste, seguidos por otros muchos caños que se entrecruzan a su vez con otros caños, formando una intrincada y compleja red fluvial y de islas pantanosas. El terreno del delta es blando, aunque localmente como en Pedernales se observan flujos de barro, conocido como “volcanismo sedimentario”. La vegetación màs característica del delta son los manglares. El DDO puede dividirse en tres partes : delta superior (con facies fluvio-deltaicas con canales actuales y abandonados, meandros abandonados, diques naturales, llanuras de inundaciòn), delta medio (con llanuras de inundaciòn, predominio de limos y arcillas en lugar de arenas, zonas de pantanos y formaciòn de turbas, **Figura N 1)** y delta inferior (con ambiente tipo estuario de Río Grande, controlado por la acciòn de las mareas; linea de costa dominada por la acción del oleaje y de la Corriente de Guayana; y el ambiente estuarino de la Bahía Guanipa dominado por la acciòn de las mareas).

Diaz de Gamero (1996) propone un proto-Orinoco en la Cuenca de Falcòn durante el Mioceno Temprano a Mioceno Medio y para el Mioceno Tardìo el que tal delta se localiza en la Subcuenca de Maturìn. Sin embargo, otros autores postulan que el proto-Orinoco desde su curso medio siempre tuvo una direcciòn predominante hacia el Este. La evoluciòn del delta actual (Méndez, 2000) se puede limitar al final del Pleistoceno Tardío o Glaciaciòn Wisconsin y a la transgresiòn Flandriense del Holoceno. Durante el màximo de la Glaciaciòn Wisconsin el nivel del mar se encontraba entre –100 a –110 por debajo del nivel actual en áreas del Caribe, lo cual implica que la plataforma continental de Venezuela oriental deltana se encontraba emergida hasta 100 a 125 Km de la actual línea de costa deltana. Restos de esas tierras levantadas son Boca de Dragos, Trinidad y Tobago.

La transgresiòn Flandriense o del Holoceno se iniciò hacen unos 16.000 A.P. hasta los 7.000 A.P. el aumento del nivel del mar fuè muy ràpido (8 mm/año), con el nivel del mar a unos 10 m aproximadamente por debajo del presente nivel. El nivel actual del mar se alcanzò entre los 4.000 a 2.000 A.P.

El Delta del Rio San Juan, al norte de la divisoria entre los rìos Guanipa y Guarapiche, comienza en los alrededores de Caripito, donde se encuentra la confluencia del Rìo Caripe con el Rio San Juan y luego con el Rio Azagua. El delta bajo se extiende a partir de la confluencia con el Rio Guaraphiche hasta la desembocadura del Rio San Juan en el Golfo de Paria, en la Barra de Maturìn. Más al norte se desarrollan las zonas pantanosas de los caños Guariquèn y Turèpano.

En el SDO se registran algunas manifestaciones externas de petróleo como el Lago de Asfalto de Guanoco con 450 Ha, situado entre los caños Guanoco y La Brea del Delta del Rio San Juan. Al oeste de Pedernales, en La Brea se localizó otro pequeño depósito de asfalto. En la Punta de Pedernales y en Capure se han registrado manifestaciones o menes de petróleo y gas producidos por los flujos de barro del Campo Pedernales. Al este de Maturin, en la localidad El Hervidero se encuentra un pequeño “volcán” de barro con algo de gas.

7. Provincia de Guayana

El Escudo de Guayana se extiende al sur del Rio Orinoco y limita al este con Colombia por los rìos Orinoco, Atabapo y Guainìa-Negro; al sur con Brasil en Cocuy-Neblina-cabeceras de los rìos Orinoco-Ventuari y la Gran Sabana con la Sierra Pacaraima y al este con la Zona en Reclamación con los rios Venamo y Cuyuni, cubriendo casi el 50% de la superficie de Venezuela.

Fisiogràficamente se diferencian varias provincias: la provincia norte con la cobertura Cuaternaria de la Formación Mesa que bordea todo el curso norte del Rio Orinoco hasta la zona deltana con alturas por debajo de los 150 m.s.n.m.. La Provincia de Imataca caracterizada por filas alargadas de cuarcitas ferruginosas tipo Cerro Bolivar y gneises cuarzo-feldespàticos anfiboliticos y granuliticos, migmatitas, charnockitas y algunos mármoles dolomiticos del Complejo Imataca, que ocupan zonas montañosas con alturas superiores a los 400 m.s.n.m. Luego tenemos la provincia geológica de Pastora con sabanas planas bajas ocupadas por granitos del Complejo de Supamo y filas largas y estrechas con alturas por debajo de los 500 m.s.n.m. tipo cinturones verdes del Supergrupo Pastora y de filas màs anchas y màs bajas de cinturones verdes màs jóvenes del Grupo Botanamo. Las mayores alturas se localizan en pequeños plateaux de diabasas con núcleo de rocas graníticas como en el Dique Anular de Nuria con alturas superiores a los 500 m.s.n.m.

La provincia geológica de Roraima al sur de las cabeceras del Rio Cuyuni alcanza grandes areas planas altas, denomina Gran Sabana, formada por areniscas feldespàticas del Mesoproteroico con alturas de 1.500 a 950 m.s.n.m. desde Luedpa hasta Santa Elena del Uairén, culminado por tepuies o mesas altas de ortocuarcitas sedimentarias del Grupo Roraima con innumerables y bellos tepuies como el Roraima, Auyantepuy, Chimantá y hacia Amazonas los tepui de El Pañuelo, Cuao, Autana, Parù, Duida y Marahuaca entre otros, con alturas que van en Roraima por el orden de hasta los 2.000 m.s.n.m y en el Marahuaca hasta los 3.400 m.s.n.m. En la parte oeste del Estado Bolivar y el Estado Amazonas predominan las rocas rioliticas y granitos que forman filas alargadas como la de

Caicara-Santa Inés y grandes batolitos como los de San Rosalía, El Parguaza, Parù, etc. Particular fisiografìa muestra la provincia del Casiquiare, en Amazonas, casi plana con alturas por debajo de los 200 m.s.n.m, constituìda por rocas graniticas similares a las del Complejo de Supamo de la parte oriental del escudo, excepto por algunos granitos intrusivos como los de Solano, San Carlos y Cocuy, tipo granitos rapakivis o anorogénicos y rocas gabroides tectonizadas.

En general, durante el Mesozoico, luego de iniciada la disrupción de la Pangea, se produjo un levantamiento general del Escudo de Guayana, en especial de su parte norte, erosionándose gran parte de la sección y dejando al descubierto las rocas màs antiguas del escudo como las granulitas, anfibolitas, migmatitas, charnockitas y rocas graníticas del Complejo de Imatacas de edad Mesoarqueozoico. Levantamiento màs acentuado e inclinación debió producirse en el Eoceno Medio-Superior durante el cual no se registro casi sedimentación marina al norte del Escudo de Guayana. Este ùltimo levantamiento ocasionó una màs acelerada erosión del escudo y subsecuente depositaciòn en cuencas localizadas al Norte del Rio Orinoco (Olmore y otros, 1.986) y la formación de grabens por reactivación de antiguas fallas al noroeste del Rio Caura y en Guyana, con depósitos modestos de arenas con gas, de edad Mioceno, en esta ùltima región del Sur de Guyana.

El EDG ha sufrido prolongados y repetitivos períodos de erosión pudiéndose distinguir en las hoyas de los rìos Caronì y Cuyuni varios niveles erosionales cada uno de los cuales parece tener un origen complejo y diferente de otros niveles: asi algunos niveles parecen representar un periodo de peniplanaciòn; otros niveles son consecuencia de la estructura y composición de las rocas igneas respectivas (extensos domos graníticos, anorogénicos, ricos en feldespatos). Al menos seis niveles de altoplanaciòn se registran en la Guayana Venezolana, que de màs a menos elevados son los siguientes:

Nivel Auyanteupi, de 2.000 a 2.900 m.s.n.m. (Posiblemente el nivel màs alto sea el techo del Duida – Marahuaca con 3.300 –3.4.00 m.s.n.m.)

Nivel Kamarata-Pacaraima de 1.200 a 900 m.s.n.m.

Nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar-Los Pijiguaos, de 600 a 800 m.s.n.m.

Nivel Caroni-Aro-El Pao de 450 a 200 m.s.n.m.

Nivel Mesa-Guiria-Llanos de 80 a 150 m.s.n.m.

Nivel Delta del Orinoco de 0 a 50 m.s.n.m.

La edad de formación de los dos primeros niveles màs altos parece ser desconocida, aunque Schubert (1.986) estima que sean Mesozoicos. La edad de los otros cuatro niveles se comenzaron a modelar desde hacen unos 40-50 M.a. y se continúan actualmente. El Nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar-Los Pijiguaos es el màs importante desde el punto de vista económico ya que en él se concentraron, por procesos de meteorización de cuarcitas ferruginosas y rocas graníticas, que indujo el enriquecimiento supergènicos de las respectivas menas minerales, los depósitos de hierro y bauxita, respectivamente, de la Guayana Venezolana.

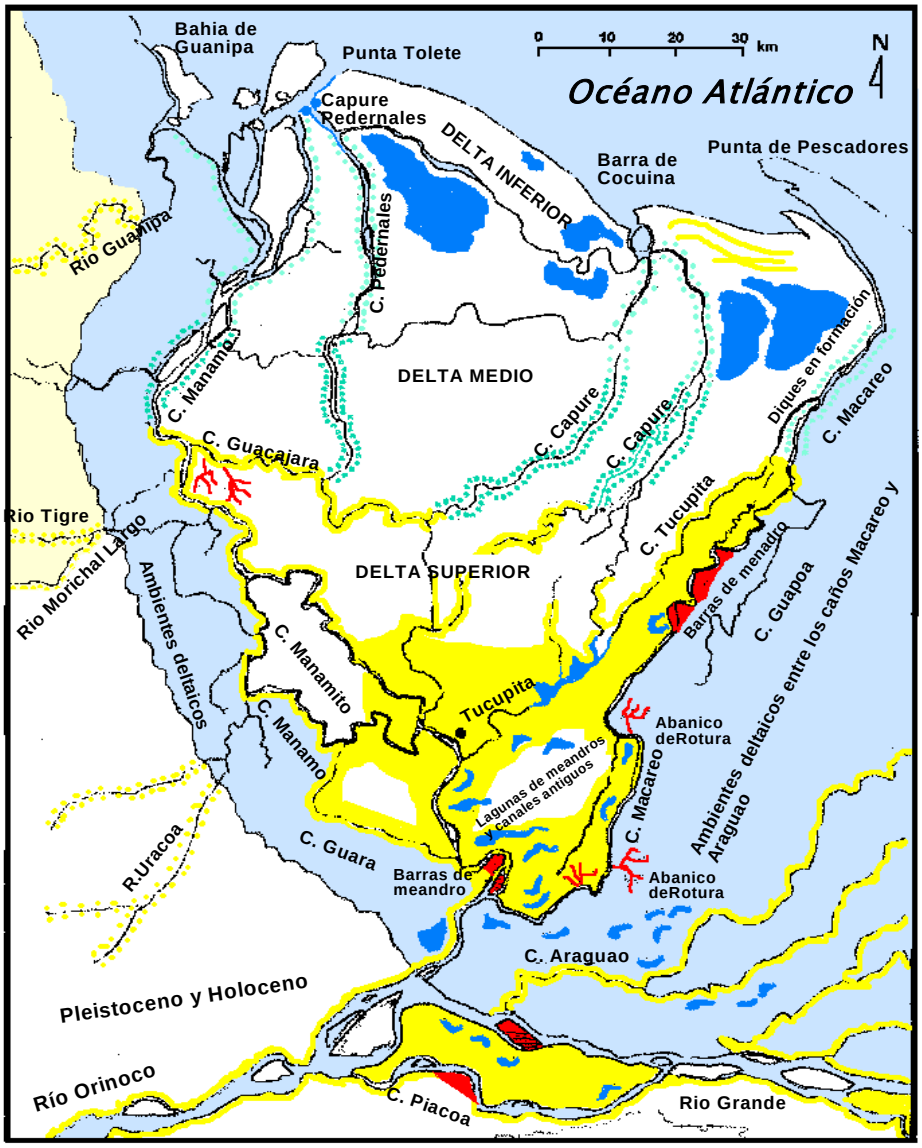
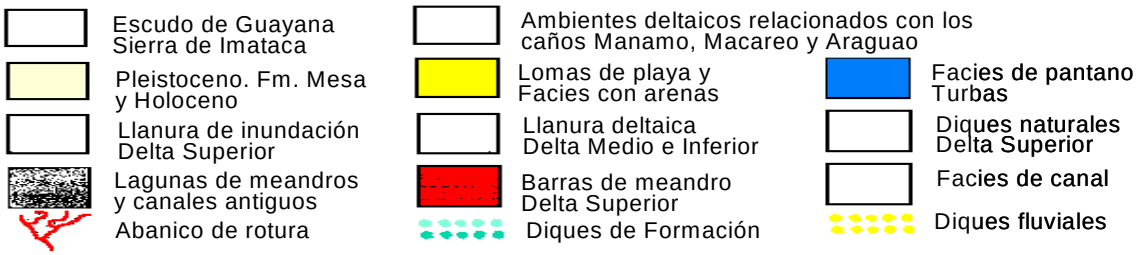


Figura N 1: AMBIENTES Y FACIES DELTAICAS ENTRE LOS CAÑOS MANAMO Y MACAREO (Tomado de Mendez, 2000)



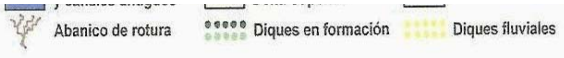


Figura 1. Ambientes y facies deltaicas importantes en el Delta del Orinoco entre

EVOLUCION GEOTECTÓNICA Y RECURSOS MINERALES DEL ESCUDO DE GUAYANA EN VENZUELA (Y SUS RELACIONES CON EL ESUCUDO SUDAMERICANO)

UNIVERSIDAD DE ORIENTE

ESCUELA CIENCIAS DE LA TIERRA

CATEDRA: GEOLOGÍA DE VENEZUELA

PROFESOR: Dr. Vicente Mendoza S.

Ciudad Bolívar, Marzo 2.005

Un mensaje

..... *Continuar* la *Obra de Guayana*.....

Con el soporte de los estudios de Inventario de Recursos Naturales de Guayana y de Prospecciones Geológicas en los Cinturones de Rocas Verdes de Pastora e Imataca, iniciados y continuados por la Corporación Venezolana de Guayana en el año 1.985, se pudo adelantar un programa de apertura minera que se llevó a cabo exitosamente entre los años 1.990 a 1.993, otorgando 1.041 contratos mineros de exploración y subsiguiente explotación, que hoy pueden ser convertidos en concesiones, de los cuales 611 correspondieron al sector de la Pequeña Minería y 431 contratos a la Mediana y Gran Minería, para un total de 1.326.000 Has. El 65% del área referida fué contratada con empresas de la misma CVG, el 28% con empresas venezolanas privadas y el 3% restante con empresas mixtas (transnacionales/CVG) entre las cuales destacan las asociaciones Placer Dome-CVG para Las Cristinas y se promovieron otros contratos mineros con importantes empresas transnacionales. Todo ello con el objeto de promover y ejecutar un desarrollo minero de Guayana en armonía con la preservación y recuperación del medio ambiente, procurando legalizar y transformar la Pequeña Minería en una actividad legalmente amparada, socialmente justa, económicamente rentable y ambientalmente sustentable y paralelo a ello promover la exploración, desarrollo y explotación de depósitos auríferos y minerales relacionados a través de la Mediana y Gran Minería, nacional, transnacional y mixta, de modo que se asegurase el máximo aprovechamiento de cada depósito mineral y la reposición oportuna del medio ambiente que necesariamente se tenga que intervenir, conforme a la normativa legal vigente.

Los logros alcanzados nos dieron un acopio gigantesco de inventario de recursos naturales, generados por un equipo multidisciplinario de profesionales excelentes de la Empresa CVG Tecmin C.A., e innumerable y valiosa información aportada por el sector privado minero, que hoy se incorporan en esta obra. Para ello se contó con un equipo gerencial extraordinario y la participación de todos los sectores envueltos en el tema (Ministerios del Ambiente y Recursos Naturales Renovables, Defensa, Energia y Minas, CVG, Cartografía Nacional, Universidades Nacionales, Convenios con el Servicio Geológico y con el Servicio Forestal de Estados Unidos, sector privado minero y representantes de asociaciones mineras y metalúrgicas del Pais).

El gran artificie y gerente de esta obra, la de conocer y desarrollar los recursos del 50% de Venezuela que es el àrea que ocupa la Región Guayana, se lo debemos todos a un Venezolano de Excelencia, a un insigne Gerente Guayanés, al Dr. Leopoldo Sucre Figarella.

Finalmente, los más de 3.000.000 de barriles diarios de energía hidroeléctrica equivalentes, los 12.000 millones de t de hierro de bajo tenor y 1.700 millones de t de alto tenor, las 8.000 t potenciales de oro, los 4.000 millones de t de bauxitas son, entre otros, solo la introducción de las riquezas naturales que nos presenta Guayana para un desarrollo armònico sustentable. No hay razones para que no lo logremos con el esfuerzo y la autorrealización de todos. Guayana es, inequívocamente, la gran vía a recorrer. Sigámosla con vocación y dedicación total.

I N D I C E

Resumen…….....	21
CAPITULO I: ARQUEOZOICO …….....	27
Tectónica de Placas en el Precámbrico ……..	27
Precámbrico en Sur América …….....	31
Generalidades del Arqueozoico mundial ……..	41
Provincias Geológicas …….....	46
Provincia Geológica de Imataca …….....	49
Falla de Guri …….....	61
Edad del Complejo de Imataca …….....	62
CAPITULO II: PROTEROZOICO …….....	65
Introducción …….....	65
Provincia Pastora …….....	73
Supergrupo Pastora …….....	78
Grupo Botanamo …….....	95
Complejo de Supamo …….....	98
Edad de los Cinturones de Rocas Verdes y del Complejo de Supamo	98
Orogenesis Transamazonica …….....	102
Depósitos minerales de los Cinturones de Rocas Verdes …….....	104
Depósitos de Oro.....	104
Depòsitos de Oro en el Espacio y en el Tiempo……	107
Distrito Aurifero El Callao...	118
Distrito Aurífero Las Cristinas.....	142
CAPITULO III: PROVINCIA GEOLOGICA DE CUCHIVERO……..	160
Introducción ……..…	160
Superasociación Cedeño …….....	162
Asociación Cuchivero …….....	162
Asociación Suapure …….....	170
Granito Rapakivi de El Parguaza …….....	171
Edad y Origen del Supergrupo Cedeño…….....	176
Recursos Minerales de la Provincia Cuchivero…….....	184
Rocas Graníticas del Estado Amazonas…….....	209
CAPITULO IV PROVINCIA GEOLOGICA RORAIMA…….....…	223
Introduccion…….....	223
Grupo Roraima…….....	223
Ambientes y Edad del Grupo Roraima…….....	232
Recursos Minerales de la Provincia Roraima…….....	237
Orogenésis Nickeriana…….....	239
CAPITULO V LEVANTAMIENTO MESOZOICO-CENOZOICO……	241
Agradecimientos.....	241
Bibliografía.....	244

EVOLUCION GEOTECTÓNICA Y RECURSOS MINERALES DEL ESCUDO DE GUAYANA EN VENEZUELA

R e s u m e n

El Escudo de Guayana se localiza al sur del Río Orinoco y ocupa aproximadamente el 50% de la superficie de Venezuela, con rocas tan antiguas como 3.41 Ga (granulitas y charnockitas del Complejo de Imataca) y tan jóvenes como O.711 Ga (kimberlitas eclogiticas de Guaniamo), que registran en buena parte una evolución geotectónica similar a la de otros escudos precámbricos en el mundo, con al menos ruptura de supercontinentes en 2.4-2.3 Ga (Guayanensis), 1.6-1.5 Ga (Alántica-Caura), 0.8-07 Ga (Rodinia) y 0.2 Ga (Pangea).

En particular, el Escudo de Guayana, que se compone de las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, forma parte del **Cratón Amazónico** del Precámbrico de Sur América, que se extiende por el Norte de Brasil, las Guayanas, remanentes precámbricos de Colombia y de Bolivia y estaba unido a Africa Occidental hasta la ruptura de la Pangea, hacen unos 200 Ma.

Durante el Meso y Neoarqueozoico (**Orogénesis Guriense 3.70 - 3.41 Ga y Aroensis o pre-Transamazónica, 2.78-2.60 Ga)**, se originaron, bajo un régimen de muy alto gradiente geotérmico, con zonas de subducción menos pendientes que las actuales (sin eclogitas ni esquistos azules), primitivos cinturones de rocas verdes (CRV) que culminaron con formaciones bandeadas de hierro tipo Dos Carajas (Cerro Bolívar y relacionados) y tipo Algoma (El Pao y similares), con domos intrusivos gabroides-dioriticos a tonalíticos, trondjemiticos y granodioriticos (asociación TTG), que sufrieron politectonometamorfismo (granulitas félsicas y máficas de dos piroxenos con altas temperaturas, del orden 750 °C-850 °C y moderadas presiones < 8 Kbs). Estos terrenos de CRV-TTG primitivos formaban islas y microcontinentes dentro de esos gigantescos océanos; pero por deriva y choque se suturaron unos sobre otros, con grandes corrimientos, formando fajas tectónicas con litologías, metamorfismo y edades diferentes (La Encrucijada, La Naranjita, Santa Rosa, Ciudad Bolívar, Laja Negra, Cerro Bolívar, etc.) y se adicionaron unas a otras, hasta constituir el espeso cratón Imataca-Kanukú, etc., hacia 2.7-2.5 Ga, formando parte del primer gran supercontinente, que denominamos **Guayanensis.**

En el Paleoproterozoico (**Orogénesis Transamazónica, 2.3-1.80 Ga**) el cratón Imataca-Kanukú se fracturó y separó, formándose entre los bloques en deriva, Imataca a un lado y Kanukú y cratones equivalentes de Brasil, al opuesto, el océano Pastora-Barama-Mazzaruni, donde se produjeron, bajo un régimen de tectónica de placas similar al actual, más evolucionados CRV, formados en arcos de islas y cuencas detrás del arco, con rocas predominantes basáltico- komatiticas hacia la base (Formaciones Cicapra y equivalentes) seguidas por rocas transicionales entre komatiticas y toleiticas (Formación Florinda), basandesitas toleiticas y sedimentos peliticos profundos (Formaciones El Callao, La Cuaima, El Torno, Rio Claro) y rocas volcánicas y volcanoclásticas félsicas hacia el tope (Formación Yuruari, 2.130 M.a) que fueron plegometamorfizadas (Facies Epidoto-Anfibolita y Facies

Esquistos Verdes) con y por domos tonalíticos, trondjemiticos, granodioriticos (TTG) y migmatitas (Complejo de Supamo) e intrusiones sin y postectónicas dioriticas y gabroides.

Dentro de ese régimen de tectónica de placas, se produjeron nuevas cuencas y subcuencas, nuevos y más evolucionados CRV, desde paralelas hasta normales a las cuencas anteriores, que recibieron espesas secuencias turbiditicas volcanogénicas, de composiciones intermedias a félsicas, calco-alcalinas, con escasas rocas volcánicas máficas y ausencia total de rocas komatiticas (Formación Caballape) cerrándose los mares con sedimentos molasoides, colores rojos, pelíticos, samiticos y hasta conglomerados polimicticos (formaciones Los Caribes, Urico y Maracapra, Ston, Murawa, etc.), suturándose y acreacionàndose asi las rocas de Pastora, más joven, debajo de Imataca, más antigua (**Megafalla de Guri**), coincidiendo o formado parte del gran Supercontinente **Atlántica**. CRV tipo Pastora de trend N-NW colidieron con CRV de Botanamo, de tendencia NE como lo muestra la zona de **sutura o graben del Rio Marwani.**

Hidrotermalismos y politectonismos de edad post-Supamo (2.15 Ga, 2.06 Ga, 1.25 Ga, 0.95 Ga) originaron vetas de cuarzo aurífero hipo y mesotermales en zonas de cizallamiento tipo Motherlode (de tendencias NE, como El Callao, Chile, Chocó; NS, tales como Coacia, Day; NW, como Camorra, San Rafael), tipo pórfidos de oro y cobre (NE, como Las Cristinas-Brisas del Cuyuni), tipo “saddle ref.” (NE, Tomi; NS, Fosforito), tipo Sigma-Lamaque o de zona de cizallas, en el contacto de rocas volcánicas (competentes) con rocas sedimentarias pelíticas, incompetentes (como por ejemplo las vetas de Lo Increíble, Bochinche, Introducción, Canaima).

Las rocas de la Formaciòn Caballape se desarrollaron en una zona de arco de islas que colidieron contra las rocas del anterior arco de islas de Pastora ya incorporado por choque a Imataca. Entre ambas colisiones y el final del cierre oceánico, posiblemente hacia 2.2 Ga, se formò una nueva zona de subducción con un borde continental activo, de un continente relativamente delgado, en el que se originò un efimero arco magmàtico con intrusiones alcalinas dioriticas a cuarzo-monzoniticas con rocas volcánicas y piroclàsticas equivalentes, intermedias andesiticas y areniscas inmaduras arcòsicas que rellenaron surcos al momento de la retirada de los mares.

Los pòrfidos de Cu-Au de Las Cristinas, Omai, etc en formaciòn hacia 2.15-2.05 Ga fueron interrumpidos por intrusiones màs félsicas que añadieron calor e hidrotermalismo, con nuevo aporte de Cu, Au, algo de Mo y turmalina y con ello una màs amplia, diseminada y enriquecida mineralizaciòn de oro-cobre (1.3 g/t de Au y menos de 0.2% de Cu, con trazas de Mo y otros metales) . Al parecer no resulta adecuada la correlación de la secuencia de Las Cristinas con rocas de la Formaciòn Caballape del Grupo Botanamo y la secuencia volcano-sedimentaria intrusionada por las cuarzo monzonitas y dioritas y pòrifidos graniticos debió ser en tiempo algo posterior y de ambiente tectònico totalmente diferente a la Formaciòn Caballape de la zona de El Callao-Tumeremo o a la Formaciòn Venamo cercano a Anaoco y el Rio Venamo.

A los arcos de islas de Botanamo, acreacionados junto con Pastora a Imataca, siguió algo màs tarde (unos 20-30 Ma) la fusión parcial màs profunda, de material del manto que calentó, fracturò y se mezclò con material de la corteza, predominantemente granítico tipo TTG, para con muy poco fraccionamiento producir, en un borde continental activo tipo Andes, magmas rioliticos que se emplazaron y cristalizaron como las rocas volcánicas y piroclàsticas de Caicara, cristalizando a niveles meso-catazonales sus comagmaticos granitos calco-alcalinos de la

Asociación Cuchivero (granitos de Santa Rosalía y San Pedro) y sus equivalentes del arco magmatico Cuchivero durante el Evento Orocaima (1.98 Ga-1.88 Ga), al final de la Orogènesis Transamazònica que se habìa iniciado hacia 2.3 Ga y que concluyò hacia 1.80 Ga pre-sedimentaciòn de la facies molasa, post-tectònica, del Grupo Roraima.

La corteza de la cual se derivaron en gran parte estas rocas graníticas de la Asociación Cuchivero debió ser del tipo Complejo de Supamo. Las rocas de Cuchivero presentan bajos contenidos en Ni (<5 ppm) y altos contenidos de Sr87/Sr86 inicial (0.7067) que indican gran participación de material costral en su origen, además de su carácter peraluminoso y la presencia, aunque no constante, de muscovita.

De esta forma hacia 1.8 Ga se habia consolidado (=final de la orogènisis Transamàzonìca) un gran bloque continental (Imataca+Pastora-Botanamo+Cuchivero) y sus equivalentes hacia el Sur en Brasil y hacia el Este en Africa Occidental, formando parte de la amalgamaciòn del supercontinente Atlántica-Caura. Este enfoque difiere de la gran mayorìa de interpretaciones previas que finalizan la orogenesis Transamazònica con los arcos de islas de Pastora y Botanamo (y sus equivalentes) con la supuesta consolidación del Supercontinente Atlàntica, hacia 2.1-1.95 Ga, cuando en realidad la orogenesis siguió ya que simultánea e inmediatamente después del arco de islas de Botanamo se formò el arco magmàtico de Cuchivero y ambos se acrearon junto con Pastora, en la zona de Sutura Caura, al continente Imataca.

Sin embargo, los granitos de Cuchivero han sido interpretados tambièn por algunos autores como granitos post-colisiòn o post-cierre del océano Pastora finalizando asi la orogènsis Transamazònica, pre-Cuchivero. Lo cierto es que las únicas rocas que son realmente post-tectònicas, post-orogènicas (= post-Transamazònicas) son las de Roraima, cercanas en su base a 1.8 Ga, es decir después del evento Orocaima, o Cuchivero, etc y por lo tanto las rocas graníticas de Cuchivero son tectònicas tardìas, como lo demuestra su débil pero constante foliaciòn de tendencia N-NW desde Caicara hasta la provincia Tapajòs en Brasil, por màs de 3.000 Km. de distancia, asi como su siempre presente asociación mineral metamòrfica de muy bajo grado (albita-epidoto-zoicita).

La zona de contacto o sutura de Imataca+Pastora con Cuhivero se localiza hacia el actual Río Caura y marca una gran discordancia en tiempo (3.41 Ga y 2.2 Ga de Imataca y Pastora versus 1.80 Ga de Cuchivero), en composición y metamorfismo (granulitas, anfibolitas y esquistos verdes de Imataca y Pastora versus rocas sin metamorfismo o con muy bajo grado metamórfico de la Asociación Cuchivero) y tendencias estructurales (tendencias NE de Imataca, NW de Pastora y NE de Botanamo versus NW de Cuchivero) que se denomina **Frente Tectónico o Sutura Caura.** Esta sutura formó parte del “collage” que dio origen al Supercontinente Atlántica-Caura, al final de la Orogéneis Transamazónica particularizada al Evento Uatumá, hacia 1.78-1.80 Ga.

Hacia el Mesoproterozoico, Imataca+Pastora+Cuchivero (parte del Supercontinente Atlántica-Caura), se fracturó profundamente hasta el manto superior. Basaltos toleiticos altos en alúmina ascendieron por el rift continental hacia la corteza y se mezclaron con material basal granulitico-charnockitico similar al de Imataca y por extensa diferenciación, mediante cristalización fraccionada, produjeron a niveles epizonales granitos rapakivis, biotitico-hornabléndicos-hipersténicos de El Parguaza (1.54-1.38 Ga por Rb/Sr y U/Pb) comagmaticos con

rocas volcánicas (riodacitas y dacitas del Guayapo, granodioritas del Sopapo, granito hornabléndico de Guaniamito, cuarzo-sienitas de Puente Palo, Granito del Marieta, etc.), granitos "especializados" plagioclásicos y pegmatitas ricas en estaño, columbita-tantalita, topacio, tierras raras y torio-uranio Estos granitos rapakivis se extendieron hacia el Sur hasta Surucucú- Boa Vista y hacia el Norte hasta Santa Marta en Colombia y hasta el Avila en la Región Capital, a través de un rift continental de dirección N-NW a S-SE, alimentado por una gran pluma de calor que durò alrededor de 200 Ma, o el equivalente a un ciclo de Wilson.

Sobre Pastora+Cuchivero+Parguaza se depositaron, en diferentes cuencas y tiempos (2.0 Ga-1.35 Ga) sedimentos molasoides, tectònicos tardìos, en una atmósfera aùn predominante en C02 (Supergrupo Pre-Roraima) a post-tectònicos, en una atmósfera ya dominante en oxìgeno (Supergrupo Roraima), de cuencas marginales o en cierre, a fluvio-continentales a marino someras, en áreas pericratònicas y cratónicas, tectónicas tardìas a atectónicas, que fueron intrusionadas por diabasas y rocas gabroides-tonaliticas (Asociación Avanavero).

Al final del **Nickerian (1.2-1.0 Ga),** orogénesis equivalente a la de Grenville de Norteamérica, el bloque Imataca+Pastora+Cuchivero+Parguaza y Roraima colidió con el bloque Garzón-Jari Falsino de Colombia y Brasil, produciéndose la **sutura Río Negro-Atabapo-Orinoco,** formando parte del supercontinente **Rodinia**, con reactivación de antiguas fallas (Parguaza, Suapure, Cabruta, Caura, Caroní), desarrollo de metamorfismo de bajo grado, retrógrado, con formación de seudotaquilitas en la Falla de Guri.

Estas reactivaciones acentuaron la profundidad y ancho de las fracturas (Cabruta versus Guri por ejemplo) y fueron más tarde, ampliadas y extendidas a profundidad, facilitando asi el emplazamiento de material del manto en una corteza muy espesa con gradiente geotérmico alto, en un ambiente continental atectónico, de lámprofiros (Guaniamo, 0.85 Ga), carbonatitas (Cerro Impacto) y rocas kimberliticas (-eclogiticas) diamantíferas de Quebrada Grande (0.711 Ga por Rb/Sr en flogopitas), asociadas a la ruptura del Supercontinente **Rodinia,** pre- incios de la **orogénesis Brasiliana Pan-Africano**

Hacia los 540 Ma se fueron aglutinando los fragmentos de Rodinia, formando un nuevo supercontinente denominado **Gondwana,** el cual colidió con otro supercontinente, al norte, conocido como Laurentia hacia 275 Ma cerràndose el Océano Iapeturs y dando paso a la formación del supercontinente **Pangea.** Hacen unos 200 M.a. se inició el fracturamiento de la Pangea, la separación de Africa de Sur América, dando origen al Atlántico, con la última reactivación de la Falla de Guri, actuando como falla transcurrente en zona continental y como falla de transformación en áreas oceánicas. A través de la Falla de Guri y de las fallas paralelas y subparalelas a ella (Fallas Guasipati, Laguna,etc.) en el Escudo de Guayana se emplazaron rocas toleiticas máficas y ultramáficas.

El Escudo de Guayana permaneció estable desde entonces con levantamientos isostáticos, dejando algunos grabens con depósitos de sedimentos de arenas con gas, de edad Terciario, como los de Guyana

.

Tabla Nº 1 CARTA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL DEL PRECÁMBRICO (TOMADO DE INTER. UNION OF GEOLOG.. SCIENCES, UNESCO, 2.000)

	EON	ERA	EDAD		SIST.	ERA
PRECAMBRICO	PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	540	GSSA	NP3	NP
			650		NP2	
			850	GSSA	NP1	
		MESOPROTEROZOICO	1000	GSSA	MP3	MP
			1200		MP2	
			1400	GSSA	MP1	
		PALEOPROTEROZOICO	1600	GSSA	PP4	PP
			1800		PP3	
			2050	GSSA	PP2	
			2300	GSSA	PP1	
			2500			
	ARQUEOZOICO	NEOARQUEOZOICO	2800			NA
		MESOARQUEOZOICO	3200			MA
		PALEOARQUEOZOICO				PA
		EOARQUEOZOICO	3600			

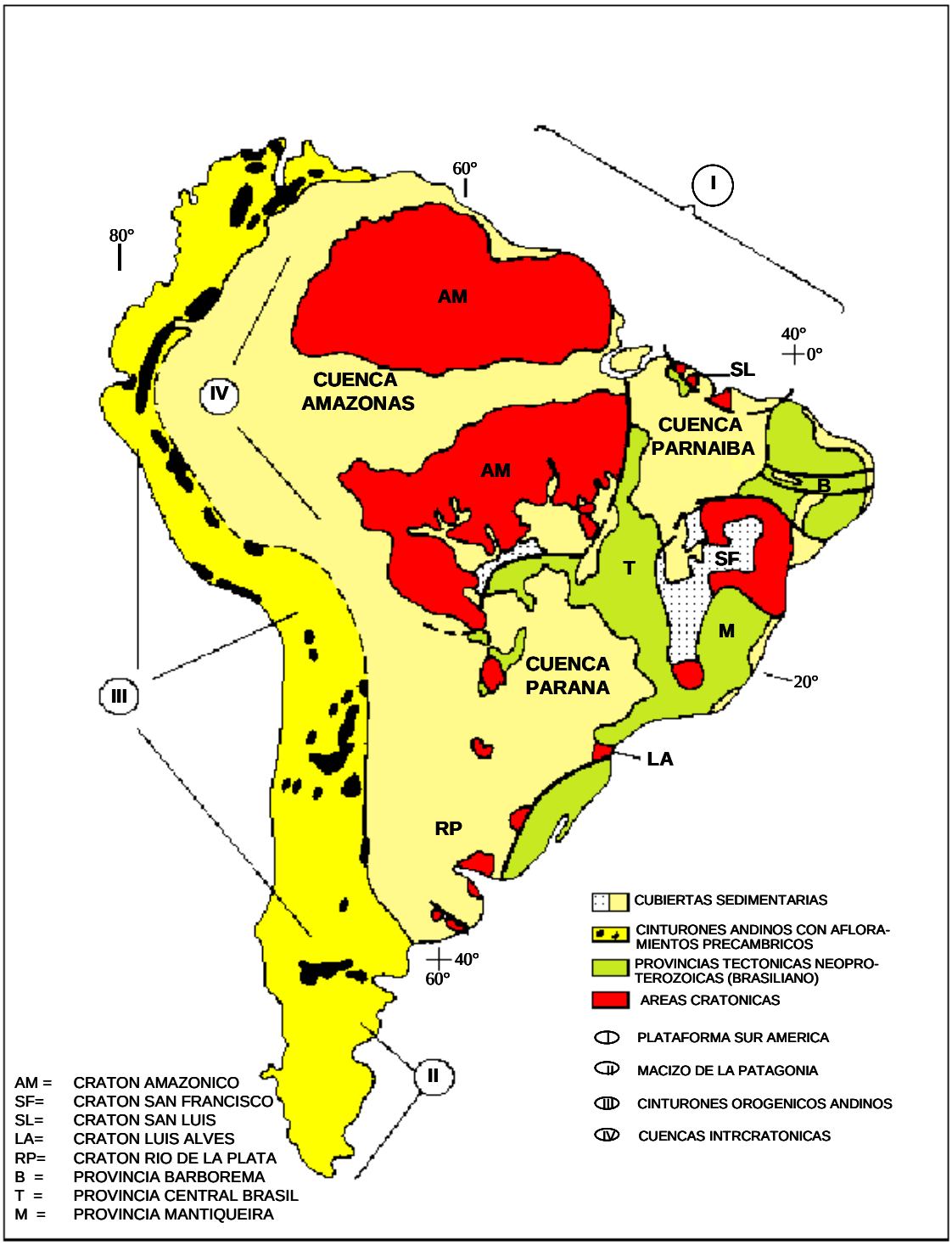


Figura 1. **PROVINCIAS GEOCRONOLOGICAS DEL ESCUDO DE SUR AMERICA**
(tomado de Cordani y Sato, 1.999)

CAPITULO I
ARQUEOZOICO

TECTONICA DE PLACAS EN EL PRECAMBRICO

Durante los grandes episodios de formación de corteza juvenil o derivada del manto, el estilo de convección del manto inducido por sobrecalentamiento del manto más inferior o de la zona de discontinuidad sísmica a 660 o más Km. de profundidad, indujo a la formación de grandes plumas de calor mientras que el emplazamiendo del fundido producido dio origen a espesos "plateaux" oceánicos en/próximo a los primitivos surcos oceánicos, conservándose parte de ellos, aún como rocas volcánicas toleitico-komatiticas y komatitas. Subducción y fusión parcial de ese material dio origen a la asociación TTG. El cierre oceánico, la colisión de placas y procesos asociados condujeron a retrabajamiento y reciclamiento de parte de la corteza ya formada especialmente después de 1.9 Ga y en particular después del Orinoquense, < 1.0 Ga, particularmente importante durante la orogénesis Brasiliana-Pan Africana.

La corteza juvenil se produjo en grandes volúmenes en el Meso y Neoarqueozoico (34%) y en el Paleoproterozoico (64%). Por el alto gradiente geotérmico del Arqueozoico se originaron mayoritariamente cinturones permóviles, mientras que la aparición y dominio de la tectónica de placas, en el Paleoproterozoico, hace más de 2.4 Ga, dieron lugar a la aparición de cinturones móviles, orogénicos, alrededor de núcleos cratónicos arqueozoicos. Por sucesivas colisiones en el Arqueozoico, pequeñas masas cratónicas se adicionaron unas a otras, con la desaparición de mares intracratónicos, formando micro-continentes. Sucesivos episodios de colisiones a lo largo de zonas de suturas aglutinaron varias masas continentales, formando finalmente un supercontinente. Después de decenas a pocas centenas de millones de años, el supercontinente se vuelve inestable, por migración de puntos o plumas de calor del manto superior debajo del supercontinente, con lo cual éste empieza a fracturarse ("rifting") y entre cuyos primeros bloques fallados y separados comienzan a formarse nuevas cuencas magmático-sedimentarias y aulacógenos, seguidos del inicio de mares y océanos.

Los **cinturones de rocas verdes** son considerados como formados en ambientes de cuencas detrás del arco de islas en zonas de subducción intraoceánicas, adelgazadas y elongadas por procesos de subducción.

Es probable que los procesos de tectónica de placas han operado, similar a como actualmente tienen lugar, desde hace por lo menos 2.2 Ga. La abundancia, a nivel mundial, de cinturones de rocas verdes (CRV)-granitos asociados TTG (tonalitas, trondjemitas, granodioritas), de edades 3.0-2.85 Ga, 2.85-2.70 Ga, 2.7-2.55Ga y 2.2-1.95 Ga (Mesoarqueozoico-Paleoproterozoico, Carta Estratigrafica UNESCO, 2.000, **Tabla 1**) sugieren a gran escala mecanismos de amalgamación y acrecion continental en ese tiempo (Evans, 2.000), en concordancia con lo reportado por Cordani y Sato (1.999) para el Precámbrico de Sur América.

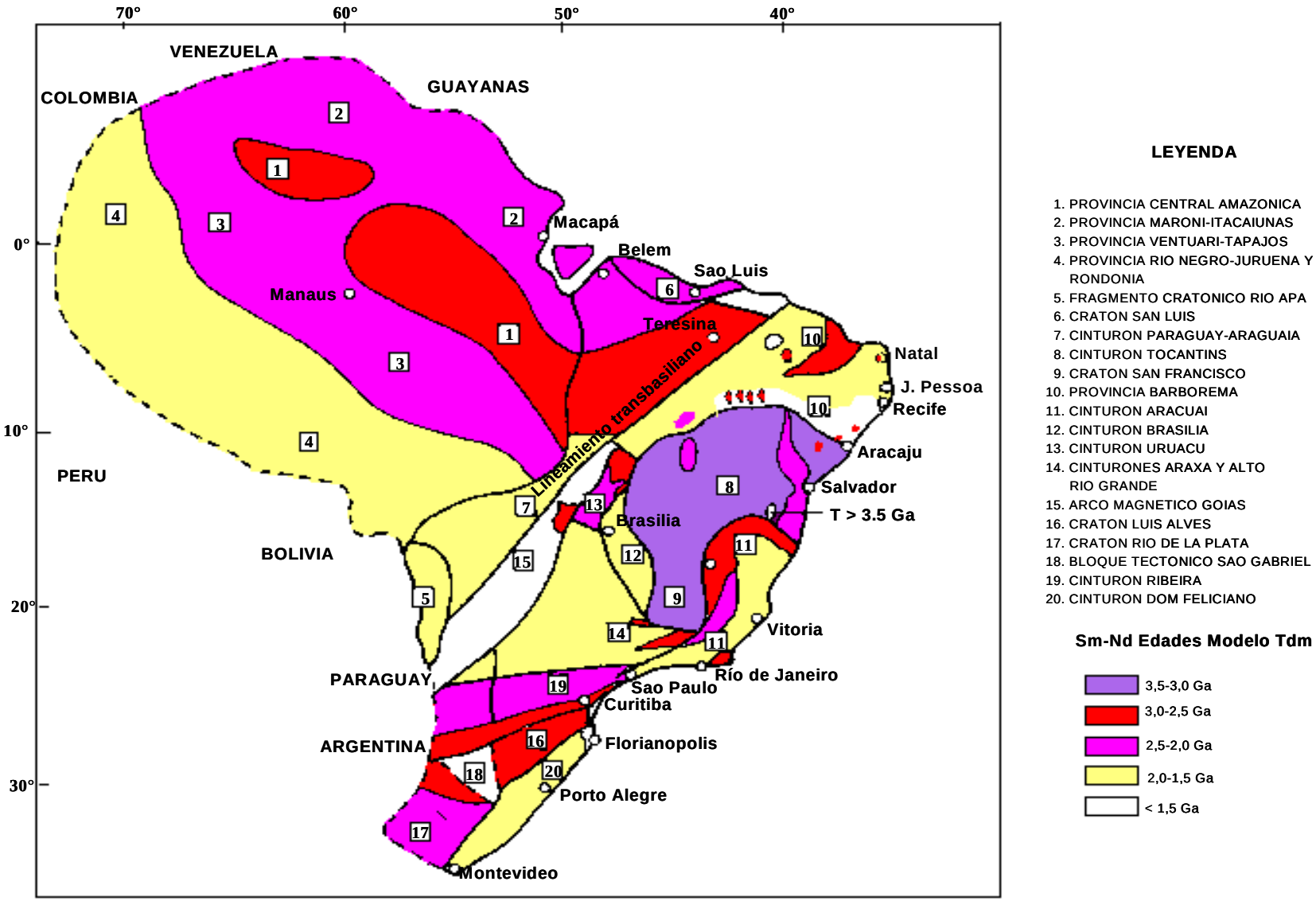


Figura 2. DOMINIOS TECTONICOS DEL ESCUDO DE SUR AMERICA
(Tomado de Cordani y Sato, 1999)

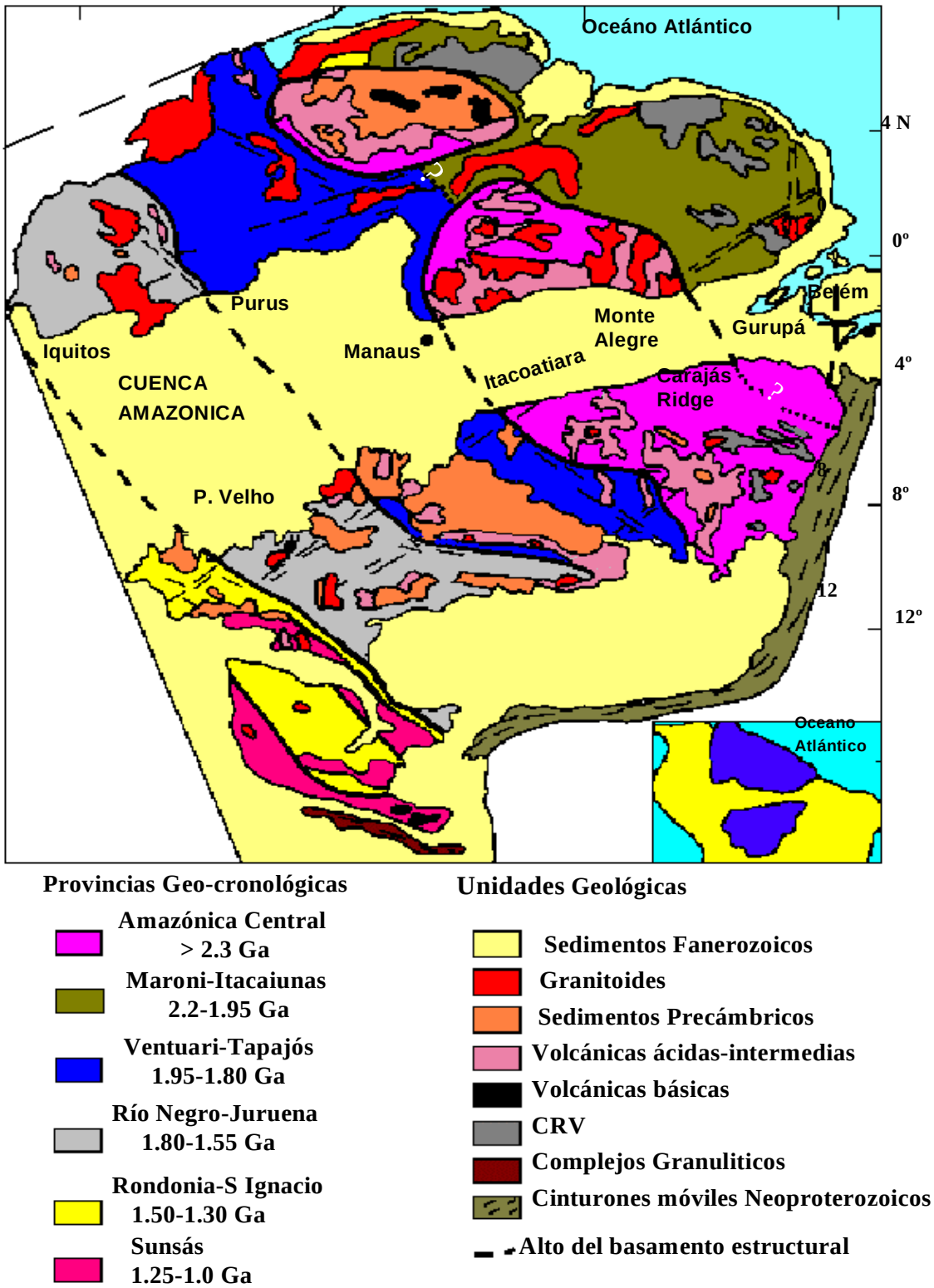


Figura 3. PROVINCIAS GEOCRONOLOGICAS DEL CRATÓN AMAZÓNICO (Tomado de Tassinari y Macambira, 1.999).

TABLA Nro. 2. RESUMEN DE EVENTOS GEOLOGICOS EN EL CRATON AMAZONICO
(Tomado de Tassinari y Macambira, 1.999)

EPISODIOS DE FORMACION DE CORTEZA	ACREACION JUVENIL DE CORTEZA	TECTONISMO DIVERGENTE	SEDIMENTACION Y MAGMATISMO ASOCIADO EN RIFT CONTINENTAL
1.28-1.1 Ga SP		1.05-0.9 Ga RSIP	1.1-1.0 Ga RSIP
1.5-1.3 Ga RSIP	1.5-1.4 Ga RSIP	1.45-1.2 Ga RNJP	1.45-1.1.2 Ga RNJP
1.8-1.155 Ga RNJP	1.8-1.5 GA RNJP	1.75-1.5 Ga VTP-RNJ	1.65-1.4 Ga RNJP
1.95-1,8 Ga VTP	1-95-1.8 Ga VTP	1.85-1.8 Ga CAP	1.90-1.6 Ga CAP-VTP
2.25-2.1 Ga MIP	2.1-9.5 Ga MIP		1.95-1.8 Ga CAP
2.9-2.7 Ga CAP	2.98-2.87 Ga CAP	2.6-2.3 Ga CAP	
3.1-3.0 Ga CAP	>3.0 Ga (?) CAP		

CAP-Provincia Central Amazónica
VTP-Provincia Ventuari Tapajós
RSIP- Provincia Rondonian-San Ignácio
MIP-Provincia-Itacaiúnas
RNJP-Provincia Rio Negro-Juruena
SP- Sunsás Provincia

PRECAMBRICO DE SUR AMERICA

Basados en miles de determinaciones de edades radiométricas por los métodos Rb-Sr (Cordani y otros, 1.988) y Sm-Nd, modelo Tdm (Cordani y Sato, 1.999) el Escudo de Sur América fue dividido en varias provincias geocronológicas (**Figura 1)** y las mismas en dominios tectónicos (**Figura 2)**. Composiciones isotópicas de Sr, Pb, Nd de rocas graníticas y ortogneises graníticos muestran que significativas cantidades de material del manto fueron incorporadas a la corteza durante el Neoarqueozoico y el Paleoproterozoico, particularmente notorio en el período 2.2-1.95 Ga (**Figura 3**) durante la **Orogénesis Transamazónica**. Luego, en el Neoproterozoico mucho del material costral adicionado a los continentes no provenía del manto, no era juvenil, sino producto de reciclamiento y retrabajamiento de material de la corteza pre-existente.

La estructura regional más notoria del Escudo Sur Americano (ESA) es la **Megasutura Transbrasiliana**, de dirección N 50° E, que cruza todo el Brasil y lo separa en dos grandes masas, una NW (cratones Amazónico y San Luis, al parecer carentes de rocas del Brasiliano- Pan Africano) y otra SE (cratones San Francisco y Río de la Plata) con rocas del Brasiliano-Pan Africano. En tiempos del Paleoproterozoico estas masas estaban unidas en el gran **supercontinente Atlántica** (Rogers, 1.996, **Figura 4**).

El ESA ocupa unos 9.3 millones de Km2 a través de Venezuela, Guyana, Suriname, Guayana Francesa, Colombia, Bolivia, Brasil, Urugay, Paraguay y Argentina y una parte importante de él está representada por el **Cratón Amazónico (CA)**, que con sus 4.3 millones de Km2 es el cratón de mayor área mundial (**Figura 1**). El CA se divide en dos escudos, el Escudo Guayanés al Norte y el Escudo Guaporé al Sur de la Cuenca Paleozoico Sedimentaria del Río Amazonas (**Figura 9)** y están circundados por cinturones del Neoproterozoico (Tucavaca en Bolivia, Araguia-Cuiaba en Brasil Central y Tucantins en el NE de Brasil) y han sido relativamente estables desde hace 1.0 Ga.

El Escudo de Guayana se extiende por los países de Venezuela, Guyana, Suriname, Guayana Francesa y partes de Colombia, Norte del Río Amazonas en Brasil y de Bolivia.

Según Tassinari y Macambira (1.999), basados en miles de edades Rb-Sr, U-Pb y Sm-Nd, el CA se divide en las siguientes seis provincias geocronológicas:

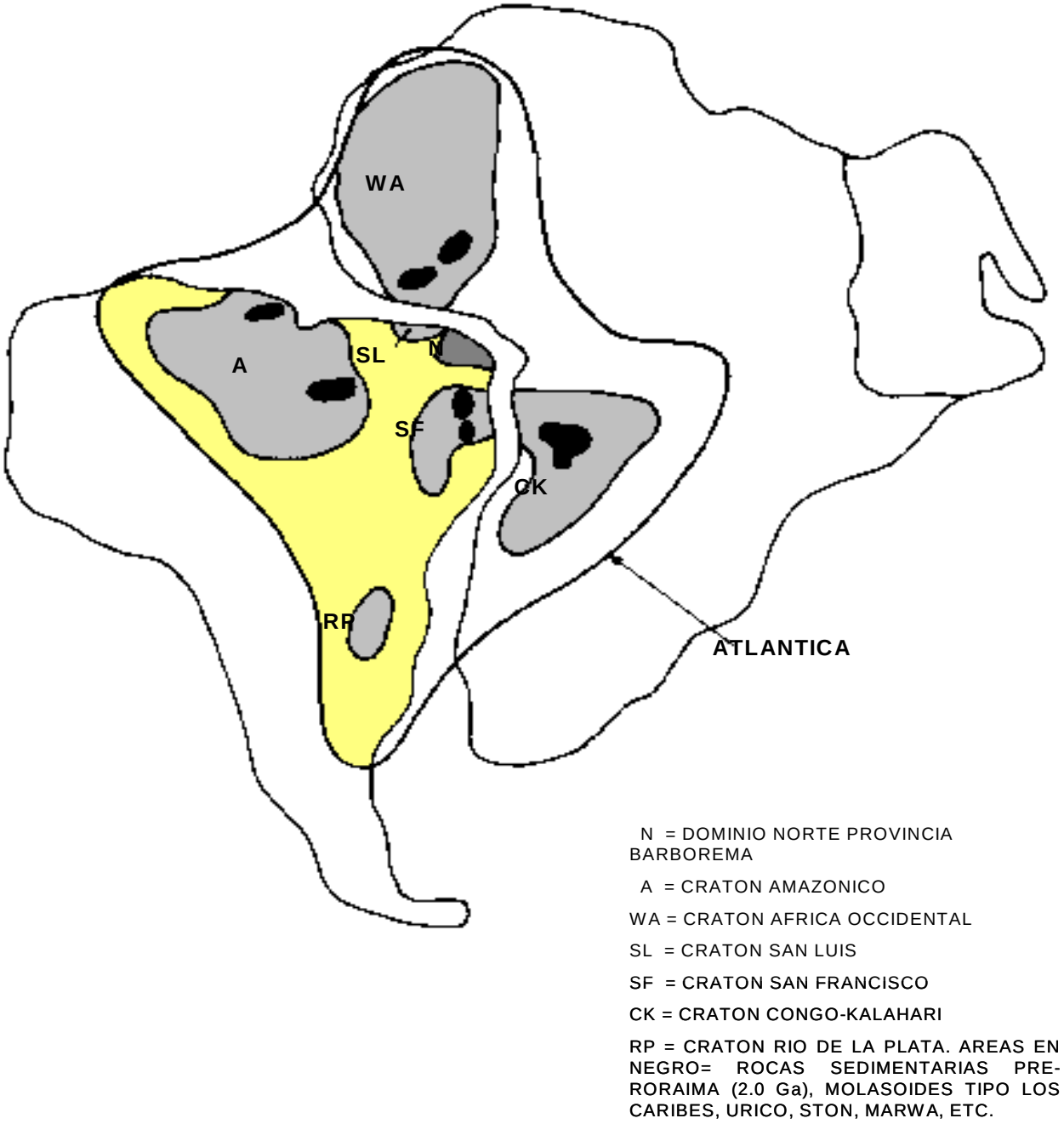


Figura 4. RECONSTRUCCION ESQUEMATICA DEL SUPERCONTINENTE ATLANTICA (Modificado de Rogers, 1996).

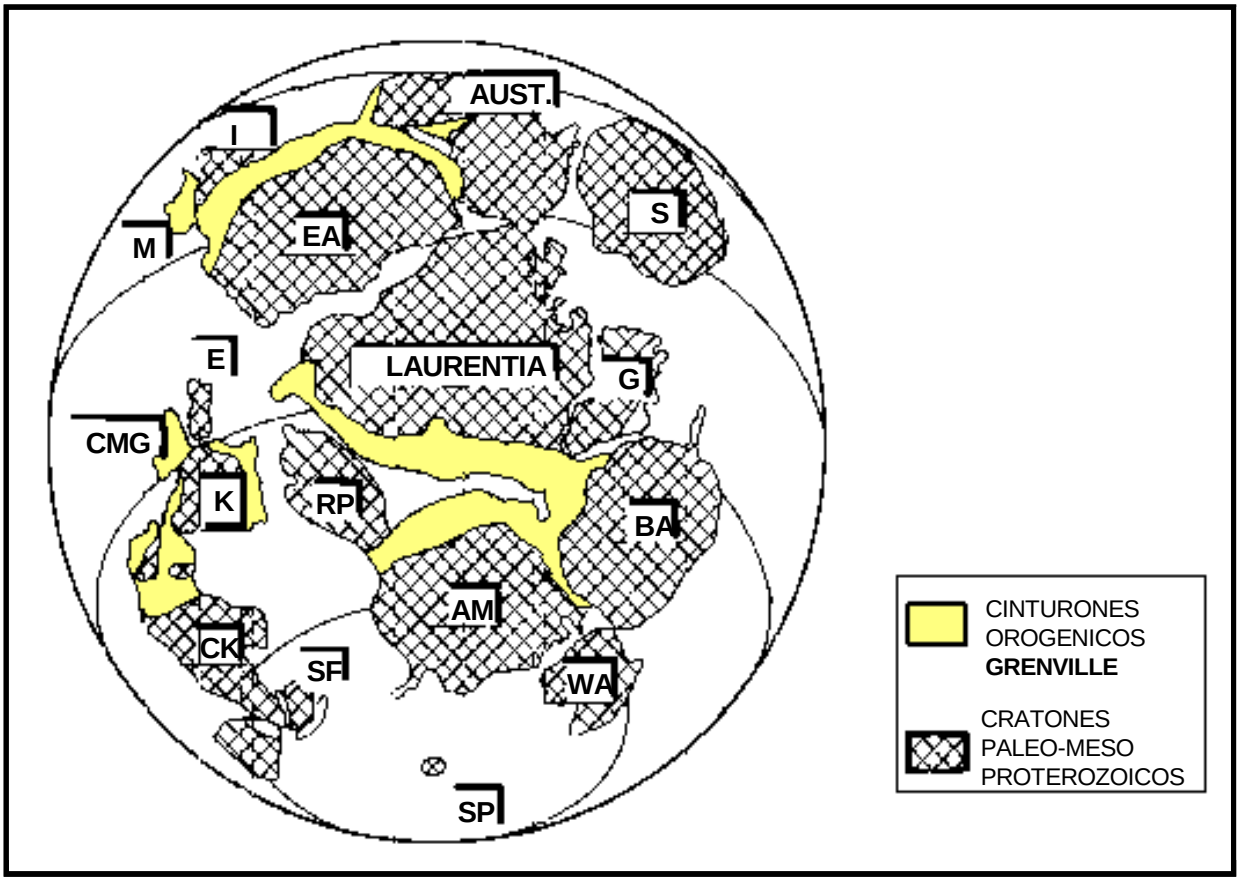


Figura 5. RECONSTRUCCION MODIFICADA DEL SUPERCONTINENTE RODINIA, BASADO EN MEDIDAS PALEOMAGNETICAS (Tomado de Cordani y Otros, 2.000)

AUST = Australia, EA = Antártica Este, S= Siberia, CMG = K = Kalahari, CK = Kongo-Kasai, SF= San Francisco, RP = Rio de La Plata, AM = Cratón Amazónico, G = Groenlandia, BA = Cratón Báltico, WA = Cratón Africa Occidental.

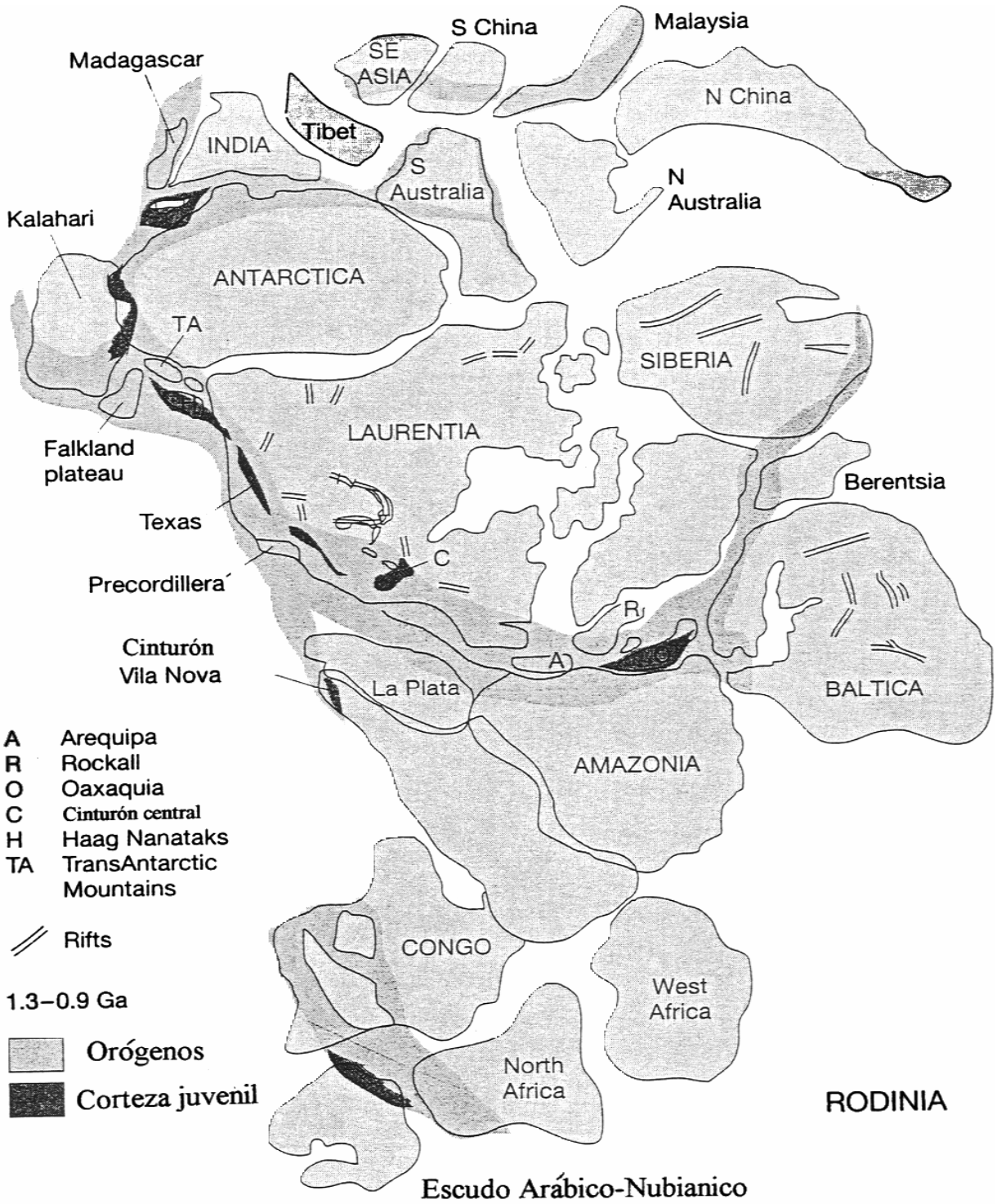


FIGURA N 6 RECONSTRUCCIÓN PALEOMAGNETICA DEL SUPERCONTINENTE RODINIA, EL CUAL COMENZO A FRAGMENTARSE HACIA 700-600 M.a. OBSERVESE LA CONTINUIDAD DE LOS CINTURONES OROGENICOS DE EDAD 1.3-0.9 Ga (GRENVILLE). Tomado de Condie y Sloan (1.998)

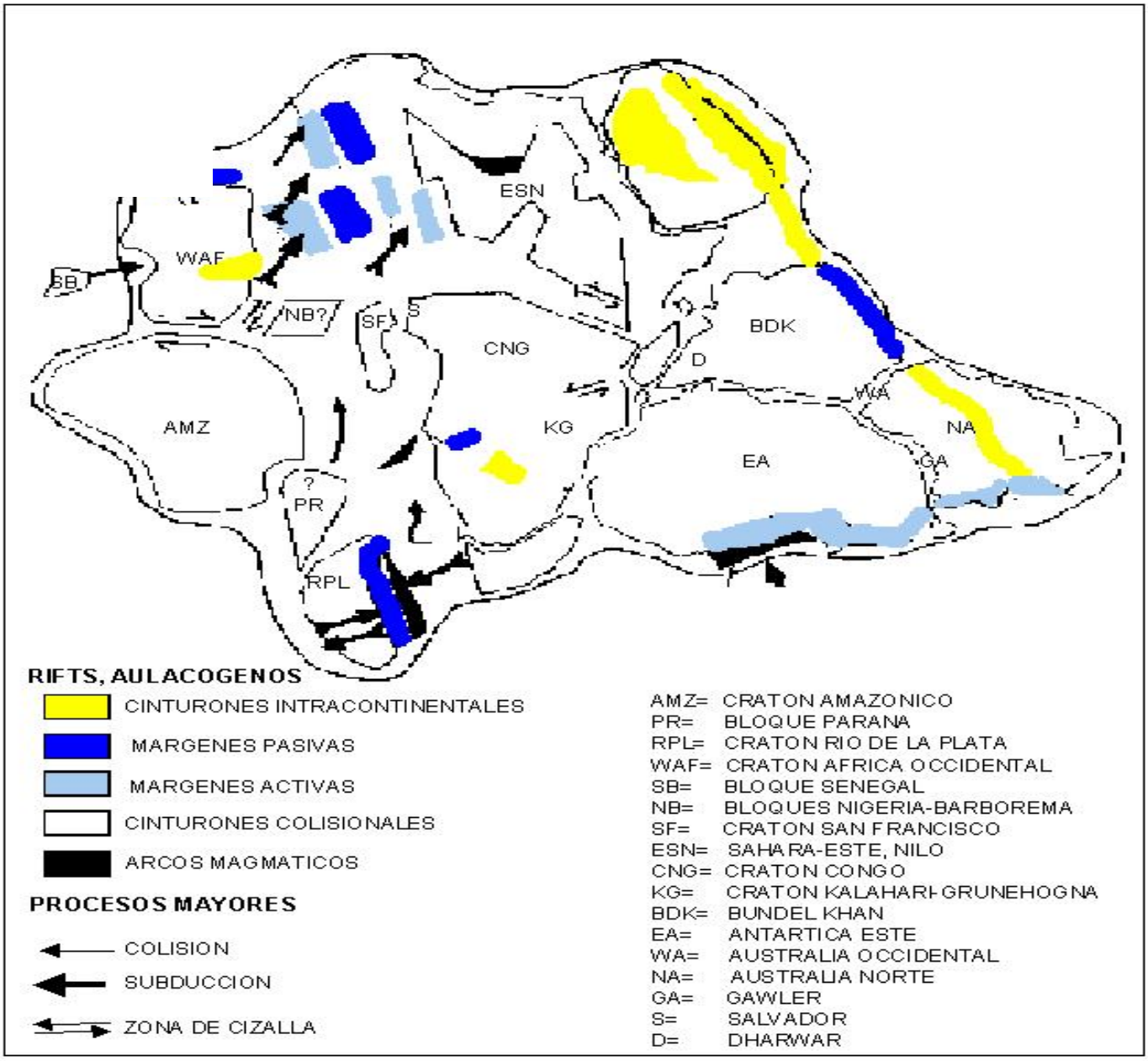


FIGURA N 7: SUPERCONTINENTE GONDWANA Y OROGENESIS BRASILIANO PAN AFRICANO (Tomado de Cordani y Otros, 2000)

Provincia Amazónica Central (CAP) de > 2.3 Ga. Debería incluir la Provincia Imataca

Provincia Maraoni-Itacaiunas (MIP) de 2.2-1.95 Ga. Incluye la Provincia Pastora

Provincia Ventuari-Tapajós (VTP) de 1.95-1.80 Ga. Cubre parte de la Provincia Cuchivero.

Provincia Río Negro-Juruena (RNJP) de 1.80-1.55 Ga. Incorpora el Dominio Casiquiare del T.F.Amazonas.

Provincia Rondonia-San Ignacio (RSIP) de 1.60-1.30 Ga. Coincidente en parte con edades del Granito Rapakivi de El Parguaza.

Provincia Sunsás (SP) de 1.3-1.0 Ga. Incluye granulitas de Garzón, anortositas de Santa Marta, Colombia; y los grupos Sunsás y Bivasi de Bolivia, además del cinturón Aguapié de Brasil.

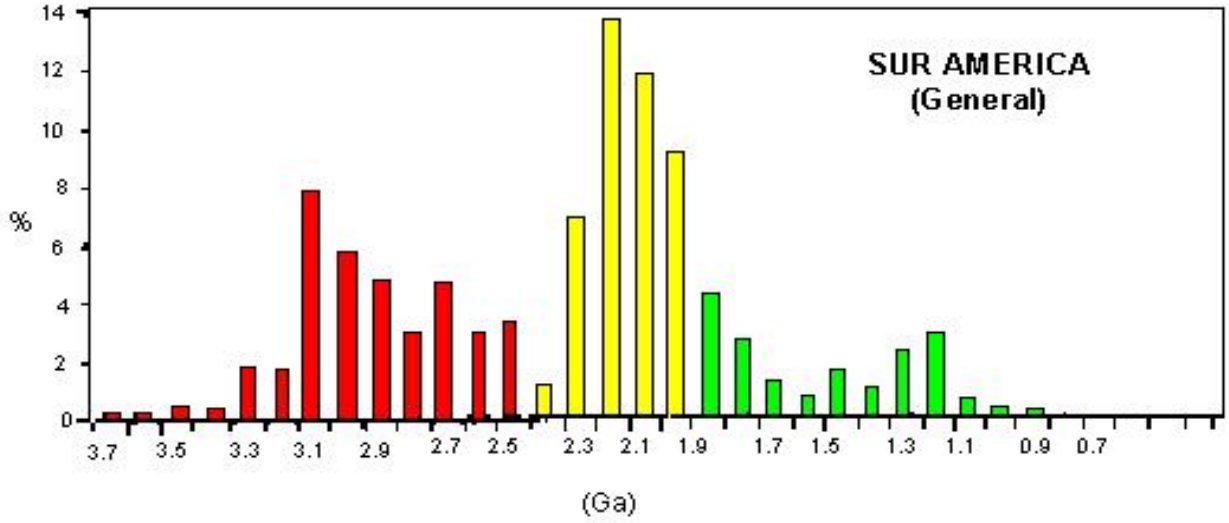
Los mayores eventos de agregación de material del manto a la corteza en el Cratón Amazònico ocurrieron a 3.1-2.8 Ga y 2.8-2.5 Ga en terrenos arqueozoicos centrales, 2.2-2.0 Ga en Maraoni-Itacaiunas, 2.0-1.9 Ga en Ventuari-Tapajós, 1.9-1.7 Ga en Río Negro-Juruena, y 1.6-1.5 Ga en Rondonia -San Ignacio. Estos episodios junto con las actividades magmáticas ocurridas entre 2.0-0.9 Ga están relacionadas a rifting o disrupción y separación continental, acompañado también de magmatismo básico alcalino.

Granitoides tipo A, magmatismo bimodal y depositación de sedimentos plataformales con edades decrecientes desde el NE hacia el SO del Escudo de Guayana son consistentes con la hipótesis de crecimiento de la corteza durante el Neoarqueozoico y Paleoproterozico para el CA. La **Tabla 2** presenta el sumario de los principales eventos registrados en el Cratón Amazónico y la **Figura 8** muestra el histograma de edades Sm-Nd en rocas graníticas del CA.

La región Andina (**Figura 1**), que rodea al oeste el Escudo de Sur Amèrica, ha estado estable por los últimos 500 millones de años y granitos calco-alcalinos derivados de arcos magmaticos han sido adicionados como corteza juvenil duante ese tiempo**.**

La tectónica de placas durante el Paleozoico se caracterizó por continua colisión continental cuyo resultado fue la agregación de continentes y bloques continentales para formar la **Pangea**. Contrario a lo ocurrido en el Paleozoico, el Mesozoico y Cenozoico son tiempos de fragmentación de supercontinentes que ha conducido a la distribución actual de los continentes y a la formación de los océanos Atlántico, Indico y Antartico

A) HISTOGRAMA DE CRECIMIENTO CONTINENTAL



B) CURVAS ACUMULATIVAS DE CRECIMIENTO CONTINENTAL

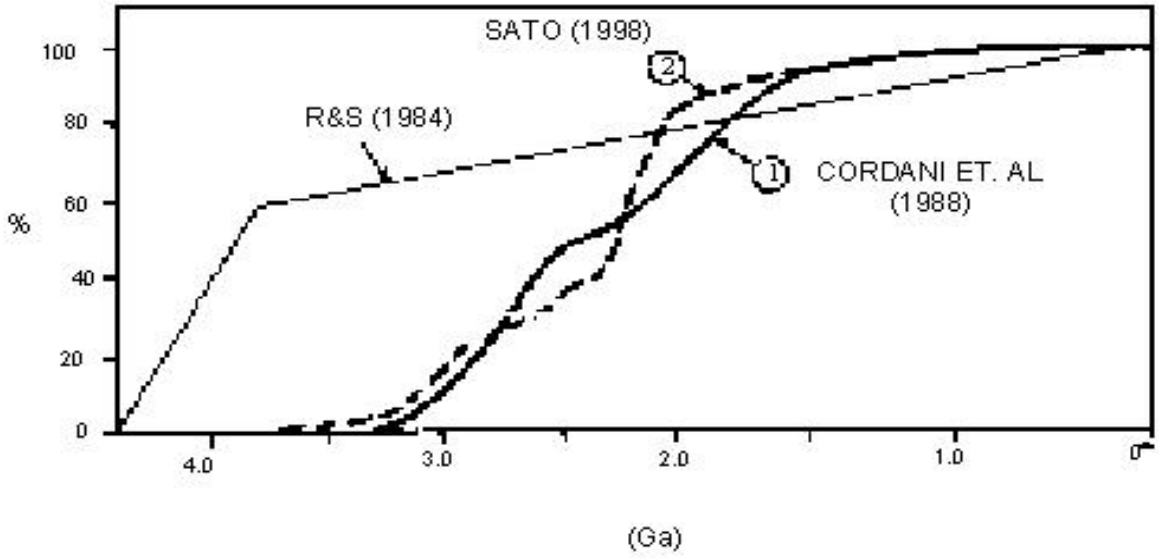


FIGURA N° 8: A) HISTOGRAMAS DE CRECIMIENTO DE CORTEZA CONTINENTAL **B)** Y CURVAS ACUMULATIVAS DE CRECIMIENTO DE CORTEZA CONTINENTAL DE SUR AMERICA

(Tomado de Cordani y Sato, 1999)

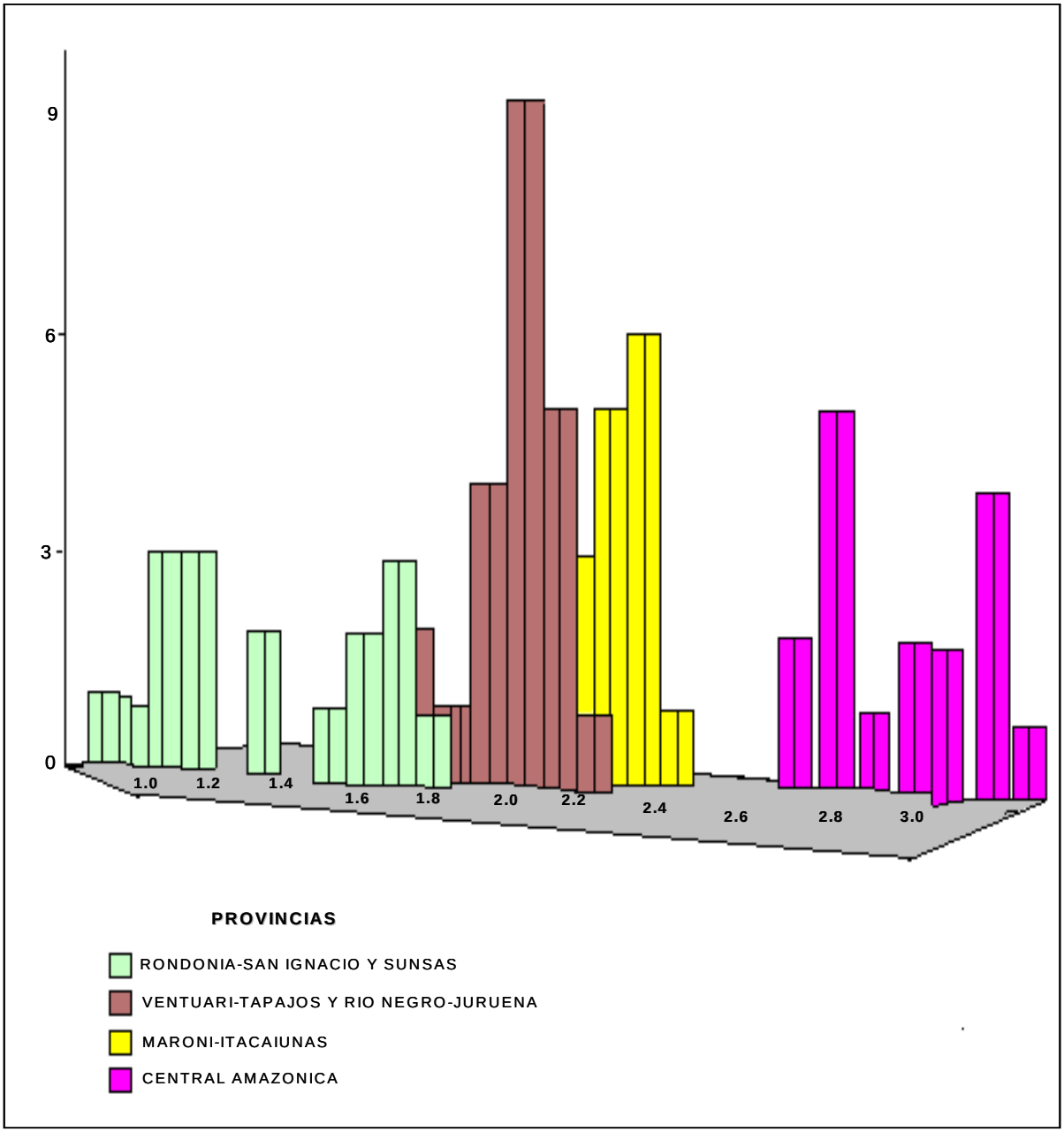


FIGURA N 9: HISTOGRAMAS DE EDADES Sm-Nd MODELO MANTO AGOTADO DE ROCAS GRANITOIDES DEL CRATON AMAZONICO (tomado de Tassinari y Macambira, 1999)

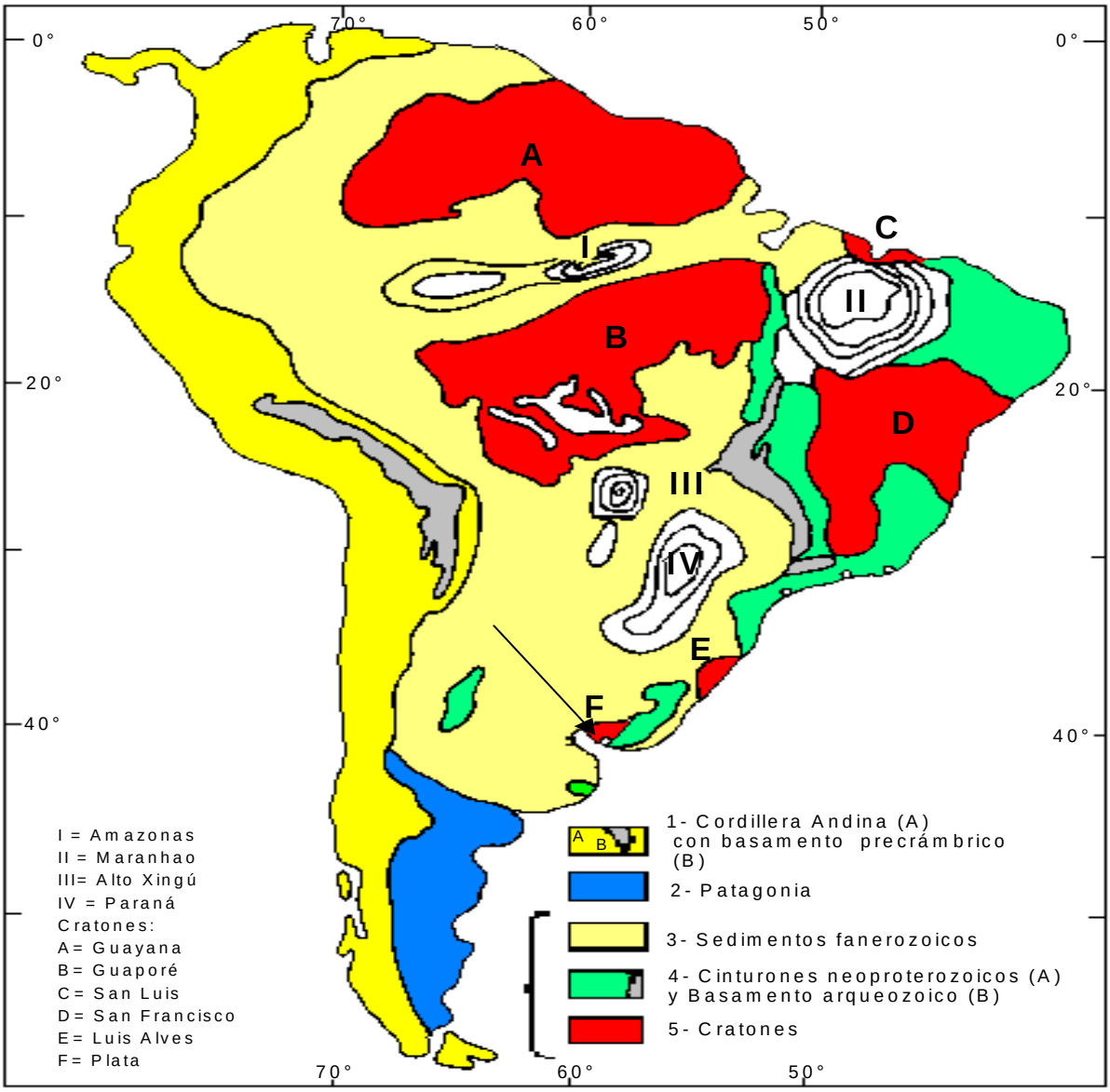


Figura 9. MAPA ESQUEMÁTICO DE SUR AMÉRICA MOSTRANDO CUENCAS CON DEPOCENTROS DEL FANEROZOICO.

Pre-Pangea en el **temprano Paleozoico** registró acreación continental con arcos magmaticos del ciclo Famitiniano del Norte de Argentina (Cordani y otros, 2.000). **Gondwana,** que se formò de Sur América, Africa, Arabia, Madagascar, India, Antártica y Australia, o sea la parte sur de la Pangea, se originó por aglutinación de pequeñas masas continentales **entre 750 y 530 Ma** coincidiendo con las fases principales de la orogénesis **Brasiliano-Pan Africano**, que envuelve a los cratones localizados al Sur de la Falla Transbrasiliano, como son los de San Francisco, San Luis, Río de La Plata y al cratón Congo-Kalahari de Africa occidental (**Figura 7**).

A 1.2 Ga también se registró algo de generación de corteza juvenil, pero nada comparable a lo ocurrido entre 2.2-1.95 Ga. Hacia 1.1-1.0 Ga se produce la colisión, cierre de océanos y aglutinamiento de bloques formados (**Ovogénesis Grenville)** originándose otro nuevo supercontinente, denominado **Rodinia,** el cual sufrió tambien fracturamiento entre 0.750 (en 0.710 Ga se emplazarón las kimberlitas de Guaniamo) y 0.540 Ga

El reciclamiento de material costral fue particularmente importante durante el Brasiliano-Pan Africano, entre 0.85 Ga-0.45 Ga., pre-formación del último gran supercontinente Pangea.

Ascenso de material caliente y fundido del manto superior promovió la fusión parcial de los TTG entre 1.98 Ga-1.88 Ga, que con poco fraccionamiento dieron lugar a la formación de granitos ricos en potasio o granitos sensu estricto. Rifting continental entre 1.55 Ga-1.35 Ga, del **Supercontinente Atlántica,** permitió ascenso de material basáltico del manto superior que por mezcla o contaminación con material de la corteza más inferior y subsiguiente gran diferenciación produjo la cristalización a niveles epizonales de granitos anorogénicos tipos rapakivis, seguidos de otras intrusiones alcalinas anarogénicas desde 1.5 Ga hasta 1.35 Ga.

Internamente en el Cratón Amazónico y en el Cratón San Francisco se produjeron fracturas o rifting con el desarrollo de cuencas intracratónicas volcano-sedimentarias y aulacógenos (Espinahaco, basamento Estado Roraima y Kanukú, Beneficiema, etc) con edades entre 1.8 a 1.5 Ga.

Entre 2.2 y 1.95 Ga se desarrollaron CRV-TTG en zonas de bordes activos con la generación de nueva corteza juvenil culminando con nuevas colisiones y el aglutunamiento de un **gran supercontinente** (**Atlántica)** hacia 1.95 Ga, aunque pudo extenderse hasta 1.8 Ga.

Los CRV transamazónicos colisionados de edad 2.3-1.9 Ga son la mejor evidencia de ese gran evento responsable del mayor crecimiento de corteza juvenil (64%) en toda la historia del Planeta Tierra. La Orogenésis Transamazónica ocurrió a nivel mundial y se conoce como Eburnean en Africa, Trans-Hudsonian, Penokean, Wopmay y Ketilidian en Norte América, Nagssugthoqidian de Groenlandia, Capricom del Oeste de Australia, Suevoescandinavo y Kareliano del Báltico, Transantártico de la Antártida y Transnorteño de China (Zhao, 2.000).

La evolución tectonomagmática en el **Paleoproterozoico** de esta porción Norte o Escudo de Guayana fue muy similar o equivalente a la registrada en **Africa Occidental** que evolucionó de su núcleo Arqueozoico Man (3.5-2.8 Ga) según Delor y otros (1.999) hacia afuera (Supercontinente Atlántica), mientras que los terrenos del **Mesoproterozoico-Neoproterozoico** son correlacionables con aquellos de **Báltica-Laurencia (Supercontinente Rodinia).**

En el **Arqueozoico** se produjeron aglutinaciones de varios bloques formados en ambientes y tiempos diferentes, de CRV-TTG asociados, en Dos Carajás, Bahía, Minas Gerais y Crixás. Algunas áreas arqueozoicas, como **Imataca** con gneises anfiboliticos y granulitas, son consideradas por Cordani y otros (2.000), Tassinari y otros (2.000) como **alóctonos**, bien sea en terrenos arqueozoicos o bien sea en áreas proterozoicas. Esto lo discutiremos luego.

En el ciclo 2.70-2.50 Ga ocurrieron grandes colisiones de pequeños bloques con la formación de rocas metamórficas de alto grado (granulitas y anfibolitas), conectadas a acreción, a nivel mundial, de un gran supercontinente, que hemos denominanado **Guayanensis,** hacia fines del Neoarqueozoico, entre 2.60 Ga-2.45Ga. Este supercontinente sufrió disrupción o rifting entre 2.35-2.30 Ga con la formación de nuevos océanos entreplacas, dando lugar a numerosas provincias volcánicas bimodales

GENERALIDADES DEL ARQUEOZOICO MUNDIAL

Durante el Arqueozoico, a nivel mundial, se distinguen dos tipos de terrenos**:**

1. Cinturones de rocas verdes (CRV) – granitos sódicos, como las provincias Superior y Slave de Canadá, Yilgarn y Pilbara de Australia, Minas Gerais de Brasil y de otros escudos.

2. Granulitas, anfibolitas y migmatitas como parte de la Antártica, Peninsula de Kola en Siberia y nuestro Complejo de Imataca en Venezuela.

En el Arqueozoico, a nivel mundial, se distinguen (Tomlinson and Condie, 2001) tres grupos de CRV:

a) **Asociación máfica-ultramáfica** predominante (flujos tholeiticos almaohadillados, komatitas, cherts y BIF), quizás remanentes de **plateaux oceánicos**, como por ejemplo el CRV de Kostomuksha del Escudo Báltico y el Heaven Lake de la Provincia Superior de Canadá. Estos CRV difieren de plateau oceánicos más jóvenes en que ellos contienen komatitas. Estos CRV son reconocidos hasta de más 3.500 Ma como los el Grupo Onverwacht del CRV de Barbeton (Sur Africa) y son tan jóvenes como 2.700 Ma. Las relaciones de Th/Ta de los basaltos de estos CRV son mayores que las mismas relaciones de los basaltos tipo N-MORBs y su promedio cae en el campo de los basaltos de plateau oceanico (OPB), por lo cual tales rocas basálticas se derivan de fuentes no agotadas sino enriquecidas como aquellas de los magmas de plumas de calor.

b) **Asociación tipo platoformal o poco profundos**, que yacen sobre basamento tonalitico y se componen de rocas plataformales como conglomerados con fragmentos de tonalitas, areniscas cuarcíferas, carbonatos y BIF, que son cubiertos por komatitas y basaltos. Estos CRV son similares, en sus componentes lávicos, a basaltos continentales de flujo. Estos CRV se han reconocido en North Star Basalt de Australia Occidental de 3.460 Ma, en el CRV de Zimbabwe de 2.690 Ma y en la Provincia Superior con varias edades de 3.000 a 2.900 Ma. Las rocas basálticas y komatiticas de estos CRV pueden representar magmas derivados de plumas de calor que ascendieron hasta la corteza continental (=plataforma continental).

c) Un tercer tipo con una litología más sencilla de **arco riftado o disruptado** en respuesta a la compresión y calor comunicada por subyacente pluma de calor, formados por rocas andesiticas y daciticas de arcos de islas, cubiertas por secuencias de flujos de lavas komatiticas y basalto-komatiticos, basalto tholeiticos, como en Mitshingwe Group del CRV de Zimbabwe de 2.900 Ma, del Grupo Stougthon-Roquemaure del CRV de Abitibi, Canadá, de 2.710 Ma.

Basaltos y komatitas de estos CRV, tienen relaciones de Th/Ta y La/Yb similares a aquellas de basaltos de flujo continentales de plateaux con afinidades relacionadas de magmas derivados de subyacentes plumas de calor. De esta forma 35% o mas de los CRV de edad 3.000 a 2.500 Ma y posiblemente hasta un 80% de rocas basalticas y komatiticas de más de 3.000 Ma tienen afinidades de magmas derivados de plumas de calor.

Las komatitas, por sus elevadísimas temperaturas y relaciones de Th/Ta, La/Yb, isótopos de Os, etc., requieren fuentes de plumas de calor. Su mayor abundancia con mayor edad del CRV que los contiene apunta a una mayor abundancia e importancia de plumas de calor en el Meso y PaleoArcheozoico.

El vulcanismo durante el Mesoarqueozoico en el Cratón Pilbara, Australia Occidental, registra una larga y compleja historia de magmatismo relacionado con plumas de calor, que comenzó (Arndt, Bruzak y Reischmann, 2001) hacen por lo menos 3.510 Ma de l a asociación Coonteruna.y el Grupo Warrawoona. Las rocas de estas unidades eructaron directamente sobre el fondo oceánico formando plateaux como consecuencia del arribo directo de plumas de calor hasta el piso oceánico.

Estas secuencias fueron cubiertas sucesivamente por komatitas y basaltos tholeiiticos que se formaron en el mismo tipo de ambiente y otras unidades que interactuaron con corteza continental en su pase a la superficie. Toda la secuencia es comparable a basaltos continentales de flujo tipo Deccan, Paraná, etc, y, como ellos, se produjeron por magmas derivados de plumas de calor subyacentes al viejo y estable cratón continental.

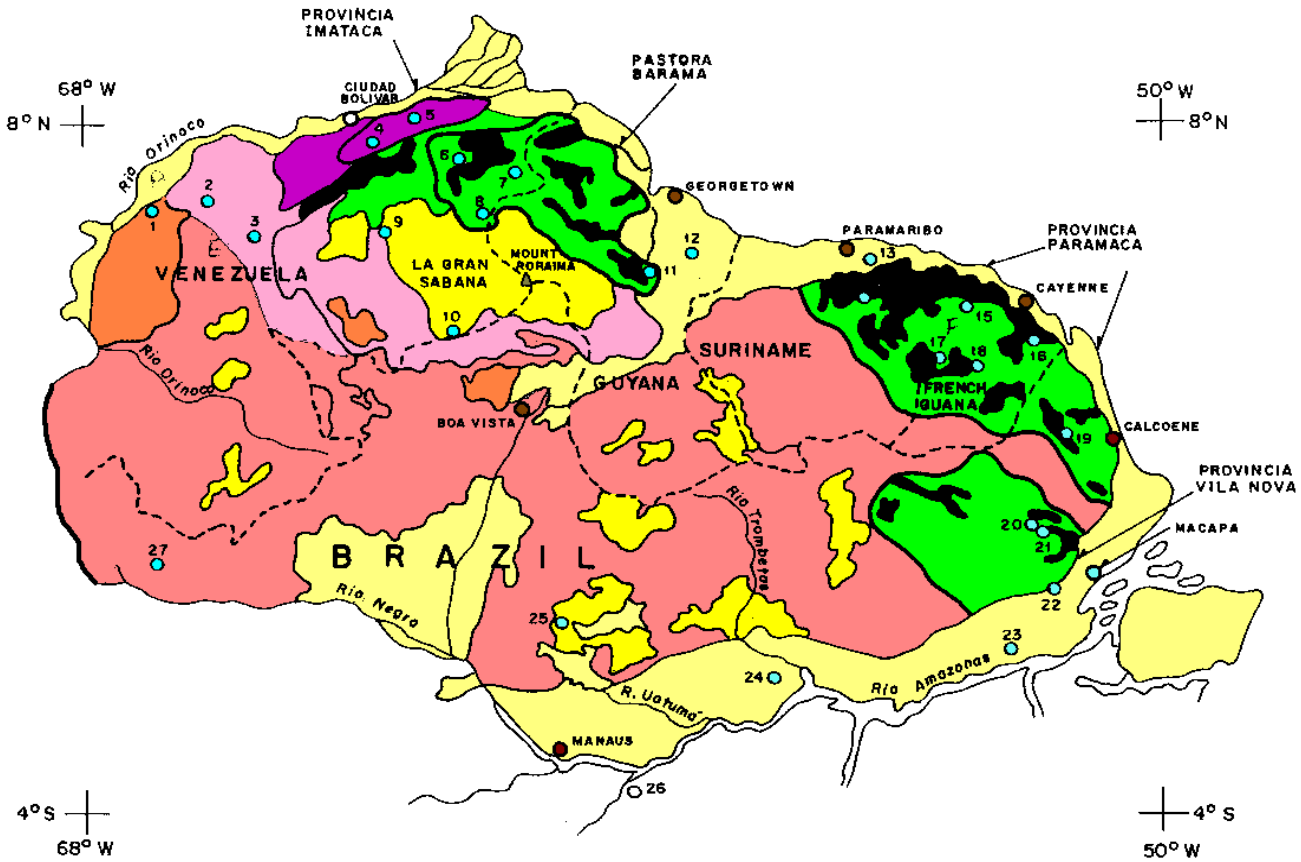


FIGURA N° 11: MAPA GEOLOGICO Y DEPOSITOS MINERALES DEL CRATON AMAZONICO, ESCUDO DE GUAYANA (Tomado de Dardenne y Schoobbrenhaus, 2000)

- SEDIMENTOS FANERZOICOS
- GRANITOS PARGUAZA, 1.55Ga.
- GRANITOS Y GNEISES NO DIFERENCIADOS
- SEDIMENTOS GRUPO RORAIMA
- VOLCANICAS SUPERGRUPO UATAMA Y EQUIVALENTES PALEOPROTEROZOICO
- CVR-TTG PALEOPROTEROZOICO Y EQUIVALENTES
- COMPLEJO ARQUEOZOICO DE IMATACA, >3.0 Ga
- LIMITES DE PAISES
- CIUDADES
- DEPOSITOS SELECCIONADOS

1. LOS PIJIGUAOS (A1)
2. QUEBRADA GRANDE (Diamante)
3. CERRO IMPACTO (Th, Nb, REE)
4. SAN ISIDRO IRON QUADRILATERAL CERRO BOLIVAR (Fe)
5. EL PAO (Fe)
6. EL CALLAO / LO INCREIBLE (Au)
7. BOTANAMO (Au)
8. LAS CRISTINAS (Au)
9. SAN SALVADOR DE PAUL (Diamante)
10. ICABARU (Diamante)
11. OMAI (Au)
12. BERBICE AND DEMERARA (A1)
13. MOENGO/ONVERDACH/PARANAM (Au)
14. GROSS ROSEBEL (Au)
15. ST ELIE (Au)
16. CAMP CAIMAN (Au)
17. YAOU (Au)
18. DORLIN (Au)
19. LABORRIE SIBOA/SAMANGONE (Au)
20. AMAPARI (Au)
21. SERRA DO NAVIO (Mn)
22. GARAPE DO BREU (Cr)
23. ALMEIRIM /MAZAGAO (A1)
24. ORIXIMINA /PORTO TROMBETAS (A1)
25. PITINGA (Sn Zr Nb Ta REE)
26. PAZENDINHA (K)
27. SEIS LAGOS (Nb, NEE)

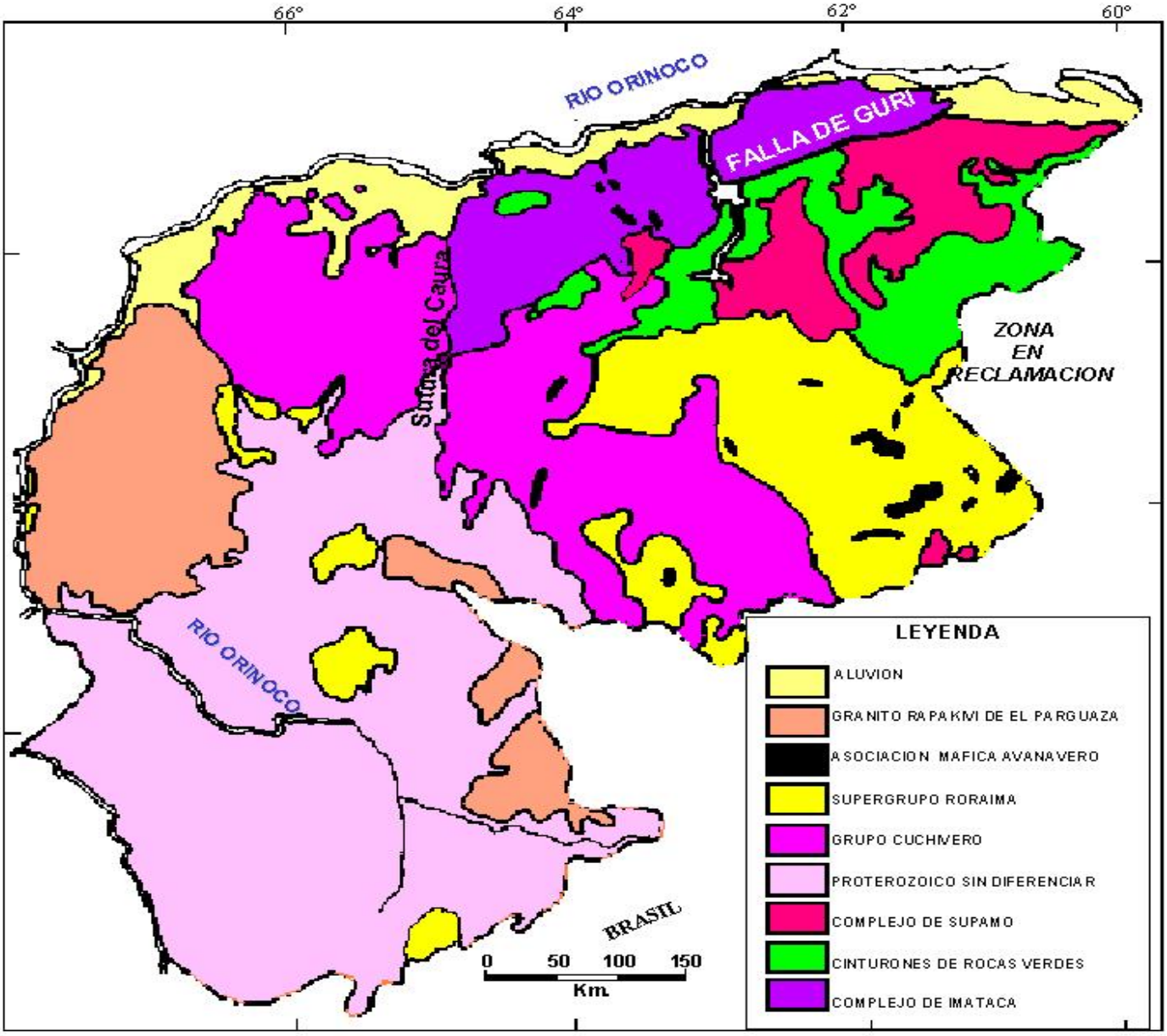


FIGURA N° 12 : MAPA GEOLOGICO GENERALIZADO DEL ESCUDO DE GUAYANA EN VENEZUELA
(Tomado de Sidder y Mendoza, 1995)

.NA

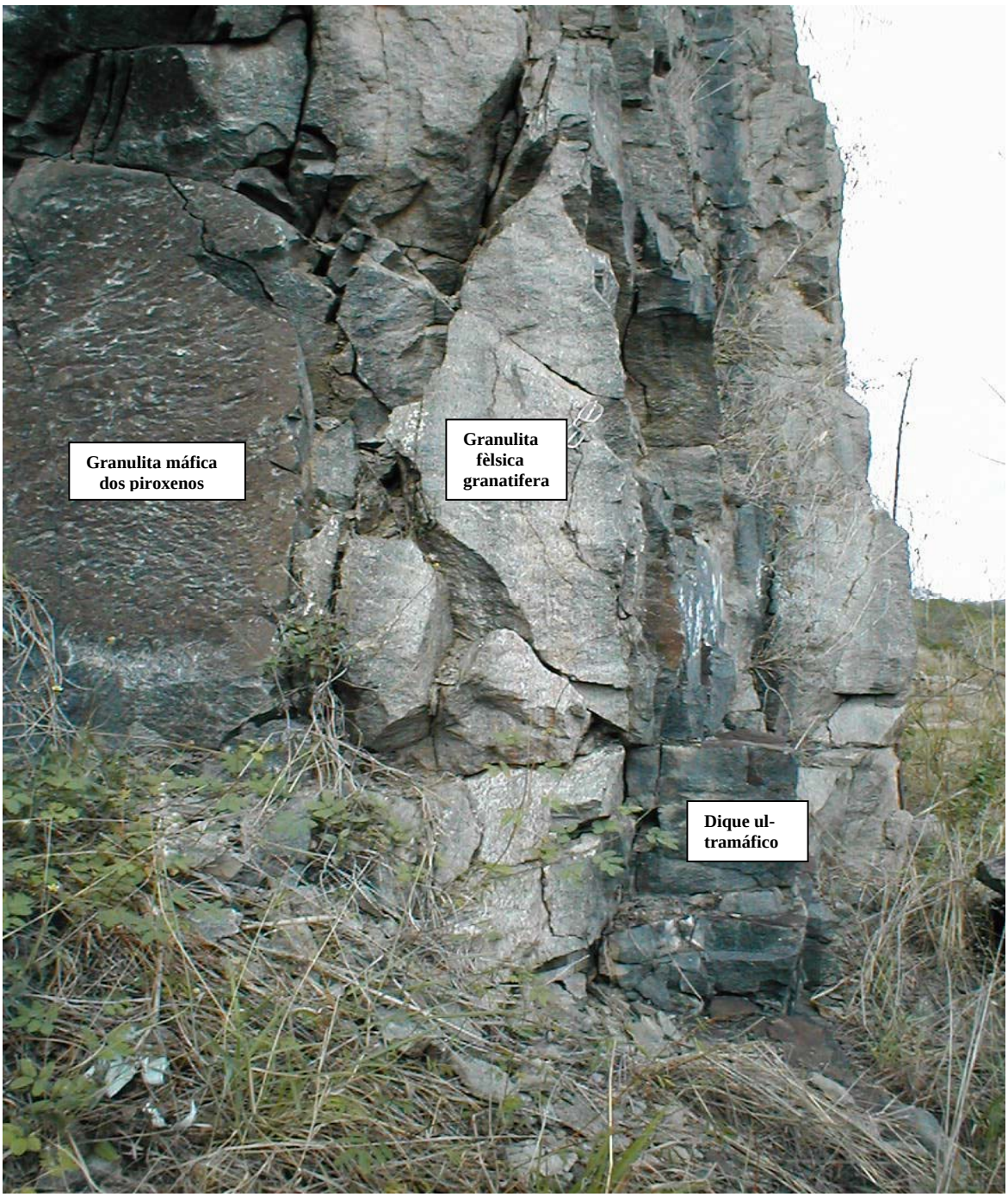


Figura 13: Corte en la autopista San Felix-Upata, mostrando la alternancia de granulitas fèlsicas y màficas intrusionadas por rocas ultramàficas, del **Complejo de Imataca.** Las granulitas màficas en la antigua mina El Pao se denominaban "gabros".

Las provincias con granulitas, anfibolitas y migmatitas se componen, como en el Complejo y Provincia de Imataca en Venezuela y la Península de Kola en Siberia, de granulitas y gneises félsicos hasta en un 60%; granulitas máficas y ultramáficas, hasta en un 20% y cantidades menores de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, BIF, mármoles plataformales poco profundos con depósitos asociados de manganeso, charnockitas y anortositas ricas en cromo, gabros con niquel y cobre, equivalentes metamorfizados de komatitas y/o peridotitas ricas en niquel, equivalentes de piroxenitas con niquel, cromo, platinoides y rocas graníticas tonalíticas.

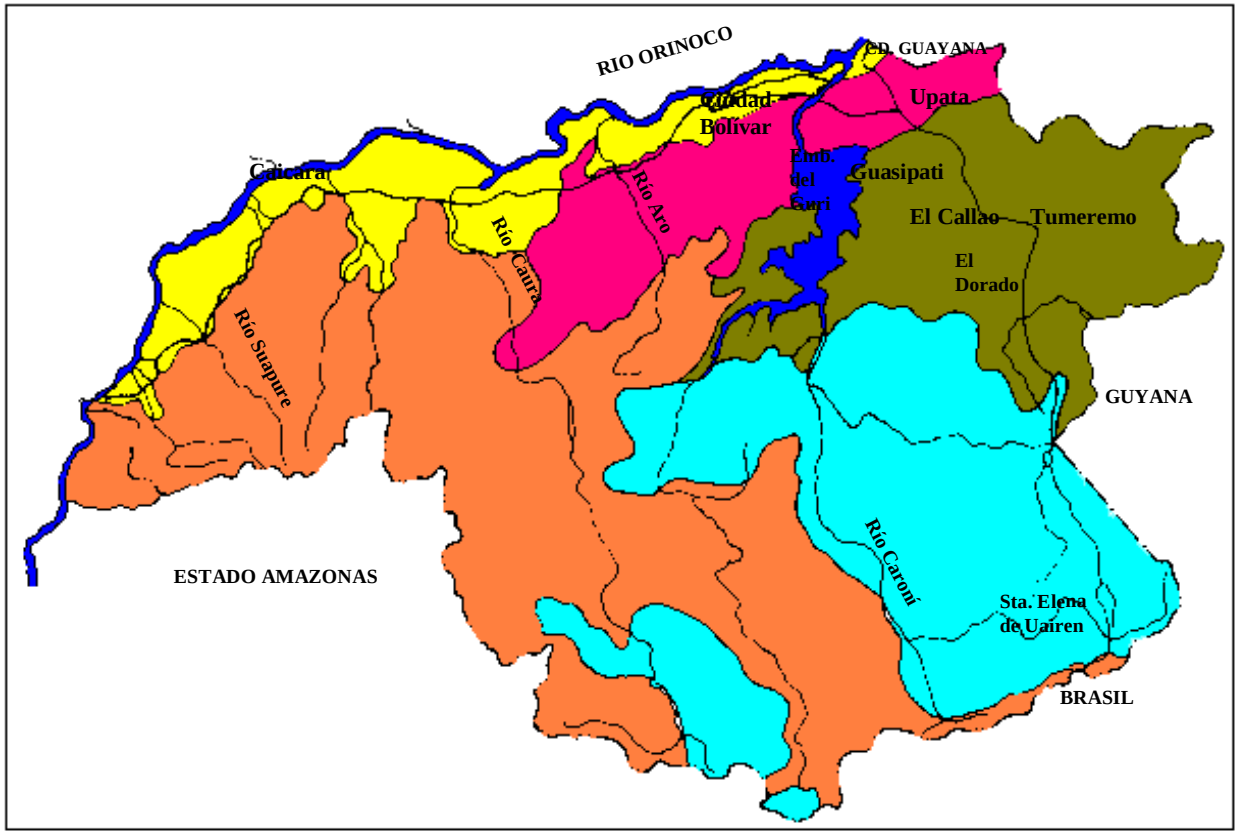
Estas **granulitas** han sido interpretadas como **originadas por colisión de arcos y/o microcontinentes pre 2.7 Ga.,** rocas supracostrales e intrusivas dragadas rápidamente a gran profundidad donde alcanzaron facies anfibolita/granulita con intrusiones, cizallamientos y levantamientos isostáticos posteriores. En Barbeton, Sur Africa, y en otras zonas los CRV-granitos sódicos, por antiguos que sean descansan casi siempre sobre granulitas y anfibolitas más antiguos (Glikson, 1.976).

En el **Complejo de Imataca** los únicos **recursos minerales explotados** hasta el presente son **depósitos de hierro tipo Algoma (El Pao) y tipo Dos Carajas (Cerro Bolívar – San Isidro, etc.), escaso manganeso, productos de meteorización y lixiviación de rocas graniticas (bauxita y caolines),** pero son desconocidos depósitos de niquel, cromo, cobre, platinoides y oro.

PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA

El Escudo de Guayana forma parte del Precámbrico del Cratón Amazónico y del Oeste de Africa y se continúa en las Guayanas y parte NW de Colombia **(Figura 10)** con unidades litoestratigráficas, metamorfismos y depósitos minerales similares.

El Escudo de Guayana se extiende al Sur del Río Orinoco y ocupa algo más del 50% de la superficie de Venezuela **(Figura 12)**. El estudio más actualizado sobre el mismo fué realizado por el U.S.G.S – CVG Tecmin, cuyo trabajo general regional es parte de la base de esta sintesis (Sidder y Mendoza, 1.995) asi como la información aportada por compañías privadas mineras como consecuencia de la apertura minera que registró Guayana entre 1.990 –1.993 que culminó con los proyectos mineros de Las Cristinas, Brisas del Cuyuni, El Foco y otros importantes depósitos auríferos; de los muchísimos trabajos realizados en Brasil durante los últimos años, actualizados en el 31 Congreso Internacional de Geología (Río de Janeiro Agosto 2.000) y de las experiencias de campo, laboratorio e intercambio de conocimientos del autor, con otros especialistas, por más de treinta y siete años.



LEYENDA

- MESA Y SEDIMENTOS ALUVIALES
- RORAIMA
- CUCHIVERO
- PASTORA
- IMATACA

ESCALA 1:4.000.000

0 100 200 300 Kms

FIGURA N° 14: MAPA DE PROVINCIAS GEOLOGICAS DEL ESTADO BOLIVAR

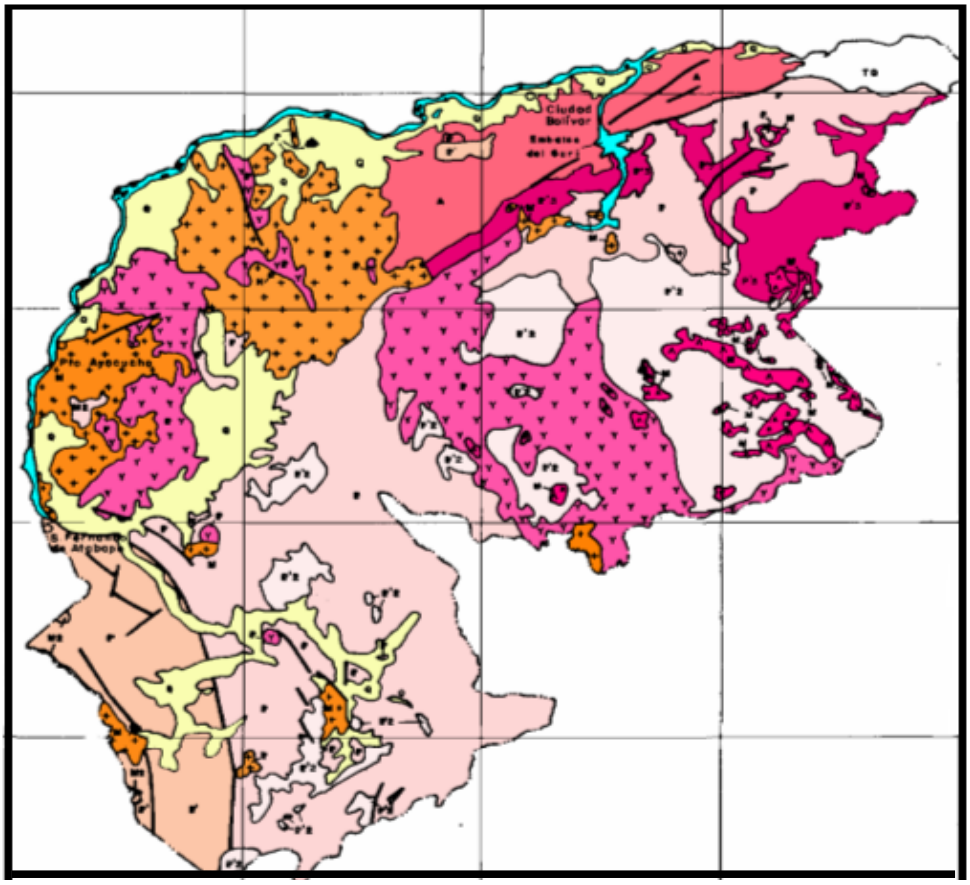


FIGURA N 15: UNIDADES TECTONOESTRATIGRAFICAS Y LITODEMICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA (Modificado de Pimentel y otros, 2.000)

TERRENO IMATACA	TERRENO ORINOCO	SUPRA TERRENO	EVOLUCION TECTONICA
	Q CUARTENARIO: **FORMACION MESA** TQ SEDIMENTOS TERCIARIOS o-M **CARBONATITAS DE CERRO IMPACTO** (EDAD DESCONOCIDA:≤ edad kimberlitas) 2oN **KIMBERLITAS ECLOGITICAS DE GUANIAMO** (0.711 Ga) M ASOCIACION SUAPURE O GRANITOS ANOROGENICOS RAPAKIVIS DEL PARGUAZA Y EQUIVALENTES (1.54- 1.37 Ga) M RIFTING CONTINENTAL: MAGMATISMO BASICO DE LA ASOCIACIÓN AVANAVERO (1.77 – 1.65 Ga) P' **MAGMATISMO CALCO-ALCALINO TIPO CUCHIVERO DE ARCO MAGMATICO O INTRAPLACA SIN DIFERENCIAR DEL AMAZONAS** (1.88-1.73Ga) P **VOLCANISMO CALCO-ALCALINO DE CAICARA COMAGMATICO CON GRANITOS DEL ARCO MAGMATICO DE CUCHIVERO** (1.97- 1.73 Ga) P **MAGMATISMO GRANITICO INTRAPLACA O DE ARCO MAGAMTICO TIPO CUCHIVERO** (1.95-1.80 Ga) **ASOCIACIONES TIG REACTIVADOS** (GRANITO LA ENCRUCIJADA 2.1- 2.0 Ga) P **CINTURONES DE ROCAS VERDES PASTORA, BOTANAMO (2.50 – 2.22Ga)** P'3 **COMPLEJO DE SUPAMO: TTG (2.50- 2.22 Ga)**	P'2 SEDIMENTOS MOLASOIDES DE **RORAIMA (1.79-1.45Ga) Y PRE-RORAIMA (2.0-1.8 Ga)**	**DISRUPCIÓN DE PANGEA** (0.2- 0.18 Ga) Ultima reactivación de la F. Guri **COLLAGE DE PANGEA** (0.265- 0.210 Ga) **BRASILIANA- PAN AFRICANA** (0.85- 0.55 Ga) Disrupción del supercontinente Rodinia. Emplazamiento de **kimberlitas y Carbonatitas** **NICKERINA, o GRENVILLE** Supercontinente RODINIA (1.0-0.9 Ga) Nuevas granulitas, anortositas y anfibolitas. **PARGUAZENSIS** Rifting continental (1.6- 1.3 Ga) **TRANSAMAZONICA** (Apertura oceánica 2.3 Ga cierre y colisión 1.9 Ga) Origin y reactivación de F. Guri Formación Supercontinente **ATALNTICA** Colisión microcontinentes Granulitización Supercontinente **VAALBARA –GUAYANESIS** (2.5 Ga) **PRE- TRANSAMAZÓNICA O AROENSIS** (3.0- 2.5 Ga) **GUARIENSE 3.4-3.7 G** (Protolito)
A **COMPLEJO DE IMATACA** (BASAMENTO 3.4- 2.5 G)			

El Escudo de Guayana (EG) en Venezuela se compone de las siguientes cuatro provincias geológicas **(Figura 12): Imataca (PI), Pastora (PP). Cuchivero-Amazonas (PCA) y Roraima (PR).**

PROVINCIA GEOLÓGICA DE IMATACA

La PI se extiende en dirección SW-NE desde las proximidades del Río Caura hasta el Delta del Orinoco y en dirección NW-SE aflora desde el curso del Río Orinoco hasta la Falla de Guri por unos 550 Kms y 80 Kms, respectivamente. No parecen existir razones para que Imataca no se extienda al Norte del Orinoco, ni al Oeste del Río Caura, y por su puesto en tiempos pre-disrupción de la Pangea a Africa Occidental. Algunas compañías petroleras que perforaron la Faja Petrolìfera del Orinoco al comienzo de los años 1.980 encontraron rocas de alto grado metamórfico al Norte del Río Orinoco.

Sin embargo, rocas similares a las del Complejo de Imataca no han sido observadas al Oeste del Río Caura y esto se interpreta como que tal río marca el limite de borde continental próximo a una zona de subducción; o representan una corteza siálica parcialmente asimilada y parcialmente cubierta por las intrusiones de la Asociación Cuchivero y del Granito Rapakivi de El Parguaza.

Sin embargo, para muchos geólogos brasileros (Cordani y otros, 2.000; Tassinari y otros, 2.000), basados en cientos de determinaciones de edades radiométricas, las provincias Imataca y Pastora las incluyen en una sola provincia geocronológica denominada **Maroni-Itacaiúnas**, la cual limita al Norte con el Río Orinoco, al Oeste con rocas sedimentarias del Grupo Roraima y volcánico-plutónicas del Grupo Uatumá (equivalente al Grupo Cuchivero), y las rocas de la Provincia Ventuari-Tapajós, la limitan en el Estado de Roraima; al Sur está limitada por el Escudo Guaporé.

La provincia Maroni-Itacaiúnas representa un variado número de asociaciones litológicas fuertemente tectonizadas durante la orogénesis Transamazónica de 2.2.-1.95 Ga, en la cual se incluyen cinturones de rocas verdes de esa edad, migmatitas y granulitas. Las granulitas de edad Arqueozoico como Imataca y Tumucumaque de Amapá, o aparéntemente Paleoproterozoicas como Apiú, Kanukú, Falawatra, etc., son considerados como alóctonos dentro de esa provincia.

Para el autor de este trabajo, Apiú, Kanukú, Falawatra, etc., registran edades del Paleoproterozoico, pero que en este caso solo se relacionan con la edad de gran reactivación e incluso para algunos (Sidder y Mendoza, 1.995) de granulitización, pero no con la edad del protolito y por tanto son remanentes o ventanas del basamento Arqueozoico, típico del modelo de Glikson (1.976) **:** casi todos los CRV descansan sobre un basamento de anfibolitas y granulitas más antiguas. En el caso de Imataca, al menos, es un bloque de 44.000 Km2 de área o 440.000 Km3 de volumen, que tiene sobre él remanentes de CRV (como La Esperanza y Real Corona) y

TABLA N ro. 3: PROMEDIO DE LA COMPOSICION QUIMICA DE ROCAS DEL COMPLEJO DE IMATACA

		1	2	3	4	5	6	7
OXIDOS % en peso	SiO_2	72,29	72,88	70,47	61,36	50,62	51,05	49,69
	TiO_2	0,19	0,16	0,28	0,59	1,23	1,39	1,12
	FeO	1,12	1,19	1,45	6,08	13,41	13,15	13,52
	MnO	0,027	0,034	0,042	0,088	0,188	0,197	0,169
	MgO	0,4	0,47	0,33	2,68	7,19	6,6	6,89
	CaO	1,49	0,99	0,67	5,27	11,47	11,49	9,21
	K_2O	4,5	4,15	5,56	2,07	0,49	0,51	1,97
	Na_2O	4,26	5,19	4,69	3,82	1,35	1,39	2,46
	P_2O5	0,081	0,139	0,101	0,254	0,402	0,392	0,92
ELEMENTOS TRAZA	Ba	655	589	884	412	74	120	466
	Co	3	6	4	25	67	48	55
	Cr	8	13	12	271	469	168	663
	Cu	8	27	6	34	86	80	128
	Li	32	22	34	18	12	13	9
	Ni	3	5	7	47	244	47	137
	Pb	27	25	28	21	16	17	21
	Rb	127	81	142	37	8	11	123
	Sr	95	158	141	276	177	165	369
	V	13	10	21	65	146	173	136
	Zn	19	38	36	74	125	126	87
	Zr	285	301	260	242	135	145	149

1- Granulitas félsicas ácidas de color rojo; 4 muestras; 2 Granulitas félsicas ácidas de color verde; 4 muestras; 3- Gneises Graníticos, 4 muestras; 4 - Granulitas félsicas intermedias , 5 muestras;5 Granulitas Hornabléndicas máficas, 4 muestras; 6- Anfibolitas, 2 muestras; y 7 - Granulitas Bioticas máficas, 4 muestras. Promedios cálculados de DOUGAN (1.977 , Tabla II).

V

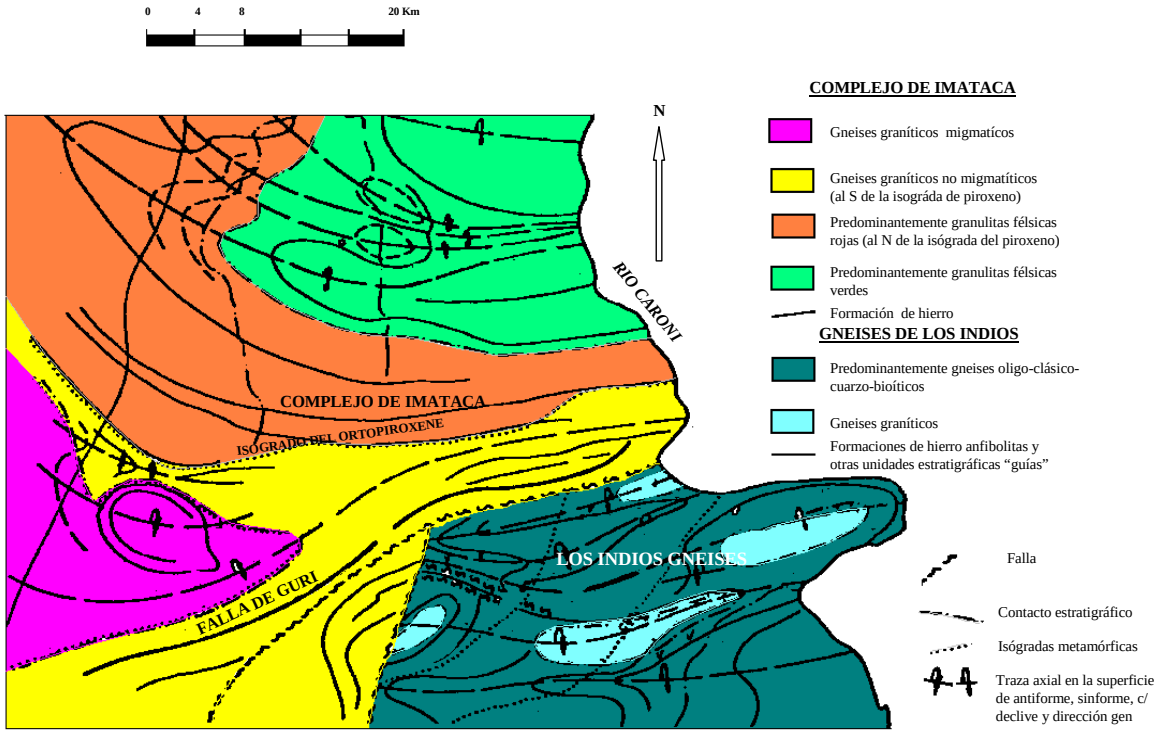


FIGURA 16 a): MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DEL COMPLEJO DE IMATACA AL OESTE DEL RIO CARONI (Tomado de Dougan, 1972)

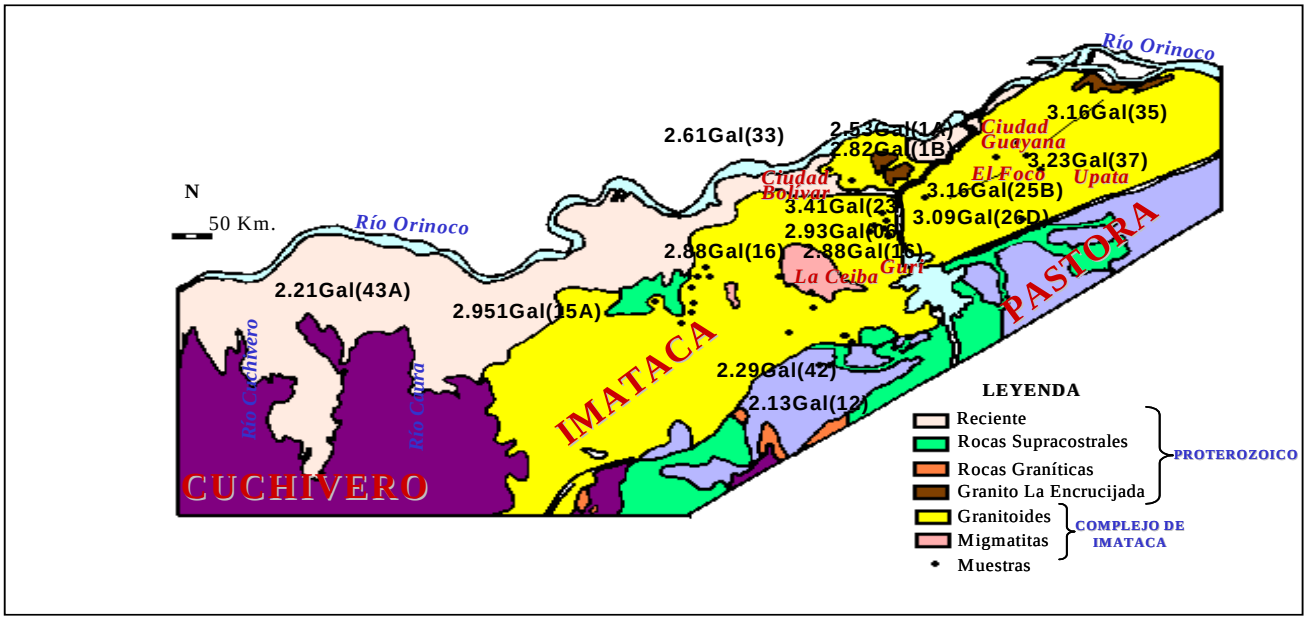


FIGURA N.° 16 b): EDADES Sm-Nd DEL PROTOLITO EN EL COMPLEJO DE IMATACA (Tomado de Teixeira y otros, 2000)

gneises tipo Complejo de Supamo, de 2.24 Ga (Sidder y otros, 1.991), o sea el mismo modelo de Glikson: CRV-TTG sobre un basamento granulitico más antiguo. Uno de los estudios más completos petrológicamente sobre Imataca, pero localizado en la zona de Guri-Cerro Bolivar, lo realizó Dougan (1.965) el cual mostró que las isógradas del ortopiroxeno no solo estan en la parte norte de la Falla de Guri sino también inmediatamente al sur de la misma **(Figura 16 y Tabla 3).**

Litológicamente la PI está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas y granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%), y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro (BIF), dolomitas, charnockitas, anortositas, granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales de menos metamorfizados y más jóvenes CRV-TTG gnéisicos (El Torno-Real Corona).

El **metamorfismo registrado** en estas rocas decrece desde la Mina de Hierro de El Pao, con granulitas de dos piroxenos en charnockitas, anortositas y granulitas máficas y hasta ultramáficas (que sugieren temperaturas de 750 °C-850 °C y moderadas a elevadas presiones de 8 a 8.5 Kbs, equivalentes a menos de 30 Km de presión de roca) , hacia la zona de Guri, con anfibolitas, granulitas y migmatitas, rocas graníticas, con granate-cordierita-sillimanita (que implican temperaturas de 650°-700°C y presiones de 4 a 7 Kbs, o sea menores de 20 Kms de espesor de rocas). Estas rocas de alto grado metamórfico se interpretan (Mendoza, 1.974) como evolucionados primitivos CRV y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita y surfrir luego parcialmente metamorfismo retrógrado, registrando toda la historia evolutiva del escudo (**Tabla 5)** como se sugiere a continuación **:**

a) **Orogensis Guriense, > 3.4 Ga**, formación de primitivos CRV-TTG

b) **Orogénesis Pre-Tránsamazónica o Aroensis:2.96 Ga – 2.85 Ga**, anfibolitización. Granulitizaciòn y migmatización de a). Aglutinación, collage, de un gran supercontinente que designamos con el nombre de **Guayanesis o Kenorano (Mason y otros 1995) o Vaalbara (Condie y Sloan, 1998)** hacia **2.5 Ga**.

c) Disrupción o rifting del supercontinente Guayanesis hacia **2.4 Ga -2.3 Ga**. Intrusiones de magmas basálticos, anarogénicos, emplazados del manto superior a la corteza Imataca. Estas rocas aún no han sido plenamente identificadas.

d) **Orogénesis Transamazónica**: desarrollo de los océanos Pastora, Barama-Mazzaruni etc, formándose los CRV de Pastora, Botanamo y equivalentes y rocas graníticas TTG de Supamo, Bártica y equivalentes ; subducción, cierre de esos océanos; colisión de los CRV-TTG con las rocas granuliticas, migmatiticas y anfiboliticas de Imataca-Kanukú, etc: **de 2.3 Ga -1.95 Ga**, definitiva o final granulitización ¿ de a) y b) de rocas de Imataca, formando parte del aglutinamiento y formación de otro gran supercontinente denominadao **Atlántica (**Rogers, 1.996). Rocas TTG de Supamo también intrusionaron al Complejo de Imataca en 2.22 Ga en La Esperanza.

A) RESERVAS GEOLOGICAS DE MINERAL DE HIERRO

ALTO TENOR (>=55% Fe Seco) (Millones De Toneladas Métricas)

YACIMIENTOS	M	%Fe
CERRO BOLIVAR	181,8 –	64,4
SAN ISIDRO	235,7 –	66,1
LOS BARRANCOS	464,6 –	64,6
LAS PAILAS	65,3 –	54,2
ALTAMIRA	182,9 –	64,1
SAN JOAQUIN	88,6 –	65,0
GRUPO REDONDO	165,0 –	62,0
TORIBIO	18,0 -	64,0
ARIMAGUA	136,0 –	63,0
PUNTA DE CERRO	50,0 –	63,0
MARIA LUISA	93,0 –	58,1
GURI	10,0 –	62,0
EL PAO	0,3 –	67,2
LAS GRULLAS	21,4 –	59,0
PIACOA	11,0 –	57,3
LA IMPERIAL	6,0 –	58,0
EL TRUENO	110,0 –	62,0
TOTAL	1839,6	63,7

B) RESERVAS GEOLOGICAS DE MINERAL DE HIERRO MINAS PRINCIPALES ALTO TENOR (>=55% Fe)

MINAS	MILLONES DE TONELADAS	ANÁLISIS QUÍMICO PROMEDIO				
		%Fe	%SiO_2	%Al_2O_3	%PPR	%P
Cerro Bolívar	181,8	64,44	2,10	1,02	4,72	0,099
San Isidro	235,7	66,07	2,51	0,59	2,47	0,050
Los Barrancos	464,0	64,0	2,54	0,77	4,33	0,081
Las Pailas	65,2	64,17	3,49	0,75	4,01	0,070
Altamira	182,9	64,8	4,48	0,66	3,25	0,067
San Joaquín	88,6	65,02	2,76	0,95	3,33	0,066
Total	1218,2	64,79	2,83	0,77	3,78	0,074

C) MINAS PRINCIPALES BAJO TENOR (<55% Fe)

MINA	TIPO DE MENA	MILLONES DE TONELADAS	ANÁLISIS QUÍMICO PROMEDIO				
			Fe	SiO_2	Al_2O_3	LOI	P
Altamira	Cuarcita Friable	132,5	46,91	30,50	0,44	2,00	0,042
Altamira	Cuarcita Dura	277,9	38,82	42,90	0,18	1,42	0,048
San Isidro	Cuarcita Friable	53,1	48,94	27,53	0,69	1,82	0,045
San Isidro	Cuarcita Dura	89,6	39,59	41,09	0,70	1,62	0,040
C. Bolívar	Cuarcita Friable	10,0	48,13	29,50	0,20	1,50	0,050
C. Bolívar	Cuarcita Dura	1000,0	39,57	42,00	0,22	1,20	0,045
Las Pailas	Cuarcita Friable	24,9	49,52	27,00	0,39	1,76	0,047
Las Pailas	Cuarcita Dura	32,2	41,60	38,26	0,51	1,75	0,050
Los Barrancos	Cuarcita Friable	84,1	49,73	36,32	0,36	2,23	0,049
Los Barrancos	Cuarcita Dura	309,1	39,77	41,01	0,29	1,84	0,050
San Joaquín	Cuarcita Friable	23,9	49,03	27,50	0,90	1,50	0,052
San Joaquín	Cuarcita Dura	58,4	41,20	39,00	0,80	1,30	0,047
Total	Cuarcita Friable	328,5	48,35	28,44	0,48	1,96	0,046
Total	Cuarcita Dura	1767,2	39,58	41,75	0,27	1,38	0,045

TABLA 4. a) Reservas Geológicas de Mineral de Hierro de Alto Tenor, FMO.
b) Reservas Geológicas de Mineral de Hierro de Alto Tenor, Principales Depósitos.
c) Reservas Geológicas de Mineral de Hierro de Bajo Tenor.

Figura 17 a): Explotación de un "**bolsón de finos negros" del Cerro San Isidro,** con muy alto contenido de hierro (68%), baja sílice (1%) y bajo fósforo (0.048%). Camiones de carga de mineral de 100 t de capacidad cada uno. Alto de los frentes de explotaciòn 15 m.

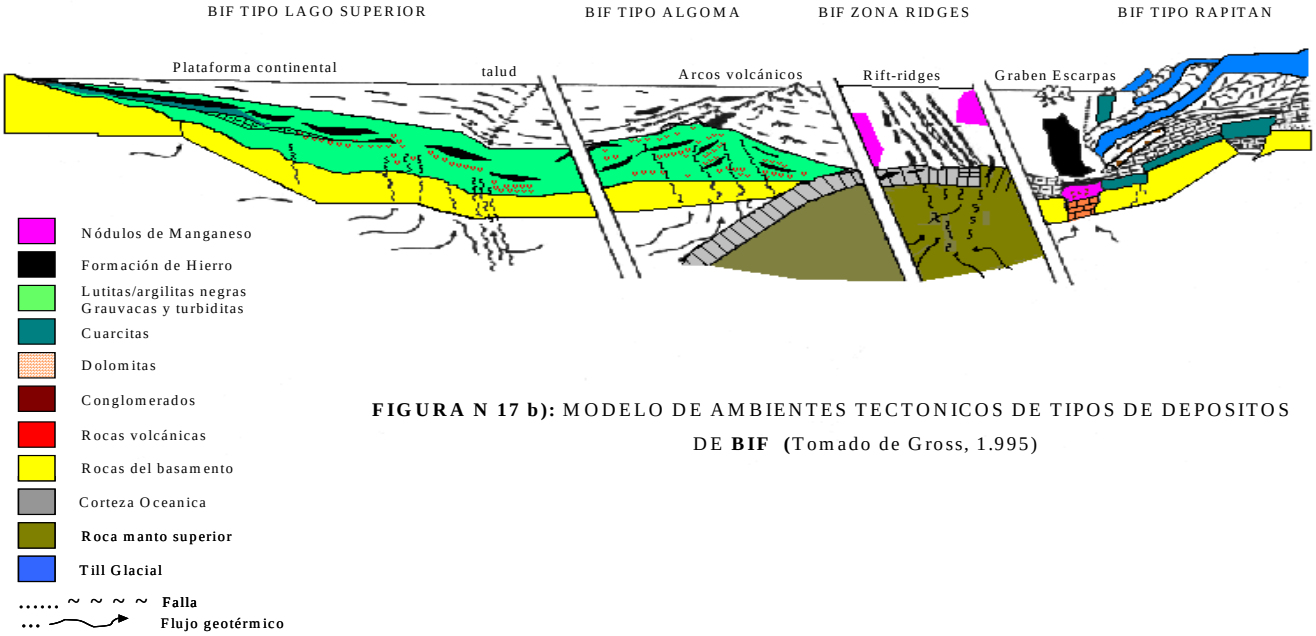


FIGURA N 17 b): MODELO DE AMBIENTES TECTONICOS DE TIPOS DE DEPOSITOS DE **BIF** (Tomado de Gross, 1.995)

e) **Al final de la orogénesisTransamazónica o Evento Orocaima: 1.98 Ga-1.88 Ga,** FEV, rocas graníticas intrusivas del NO Estados Bolívar y Amazonas. Evento tectonotermal suave que no afectó casi al Complejo de Imataca, aunque intrusiones de granitos más jóvenes de este evento también cortaron al Complejo de Imataca.

f) Colisión de Imataca + Pastora (parte del Supercontinente Atlántica) con el arco magmatico de Cuchivero hacia 1.85-1.80 Ga. Ampliación del Supercontinente Atlántica con Cuchivero, Báltica, etc. La Zona de Sutura se denomina **Frente Tectónico Río Caura.**

g) **Sedimentación de facies molasoides del Supergrupo Roraima**. Inicio de fracturamiento del supercontinente Atlántica-Caura y emplazamiento de las rocas básicas de la **Asociación Avanavero**. No se conocen sin embargo remanentes de Roraima sobre Imataca, aunque si existen rocas básicas intrusivas equivalentes de Avanavero en Imataca.

h) **Disrupción** y rifting mayor del gran **supercontinente Atlántica-Caura hacia 1.60 Ga-1.35 Ga** con el emplazamiento de material del manto a la corteza, su mezcla o contaminación con material basal costral granulitico-charnockitico del tipo Complejo de Imataca y la diferenciación de ese magma híbrido o contaminado para dar origen a los granitos rapakivis de El Parguaza, Surucucú y equivalentes.

i) Desarrollo de pequeños mares**, sedimentación de rocas carbonático-dolomiticas** y algunas sedimentarias samiticas y peliticas clásticas, con pocas y escasas volcánicas dacitico-andesiticas intercaladas. Gran parte de esta secuencia fue erosionada después de la orogenesis siguiente Nickeriana o Grenvilliana. Emplazamiento de algunos complejos máficos-ultramáficos y alcalinos en áreas continentales hacia 1.4 Ga-1.3 Ga. Algunas dolomitas, de edad no establecida aún, aunque asumida Arqueozoica, aparecen en el tope del Complejo de Imataca. Sin embargo las dolomitas de edad Grenville o Nickeriana fueron, aparentemente, totalmente (¿) erosionadas en el Escudo de Guayana.

j) **Orogénesis Nickeriana**: cierre de los mares, nueva colisión de placas y aglutinamiento de bloques hacia **1.2-1.0 Ga**, milonitización y reactivación de Fallas como la de Guri, FEV, metamorfismo retrógrado de b) y d). Esta orogénesis equivale en tiempo a la Orogénesis Grenville cuya fase final de **colisiones multiples y aglutinamientos** condujo a la formación del **supercontinente Rodinia** (1.0 Ga).

k) **Disrupción** o rifting del **superecontinente Rodinia**, reactivación de grandes fallas y cruces de fallas, a través de las cuales se emplazaron complejos carbonatiticos (Cerro Impacto), làmprofiros (0.85 Ga) y **kimberlitas eclogiticas (0.71 Ga)** de Quebrada Grande, Guaniamo. Al final de este evento, mejor desarrollado al SE de Brasil, Cratón San Francisco y Africa Occidente, conocido como **Brasiliano-Pan Africano,** se formó otro nuevo supercontinente, **Gondwana**, hacia **0.55Ga,-0.45Ga**

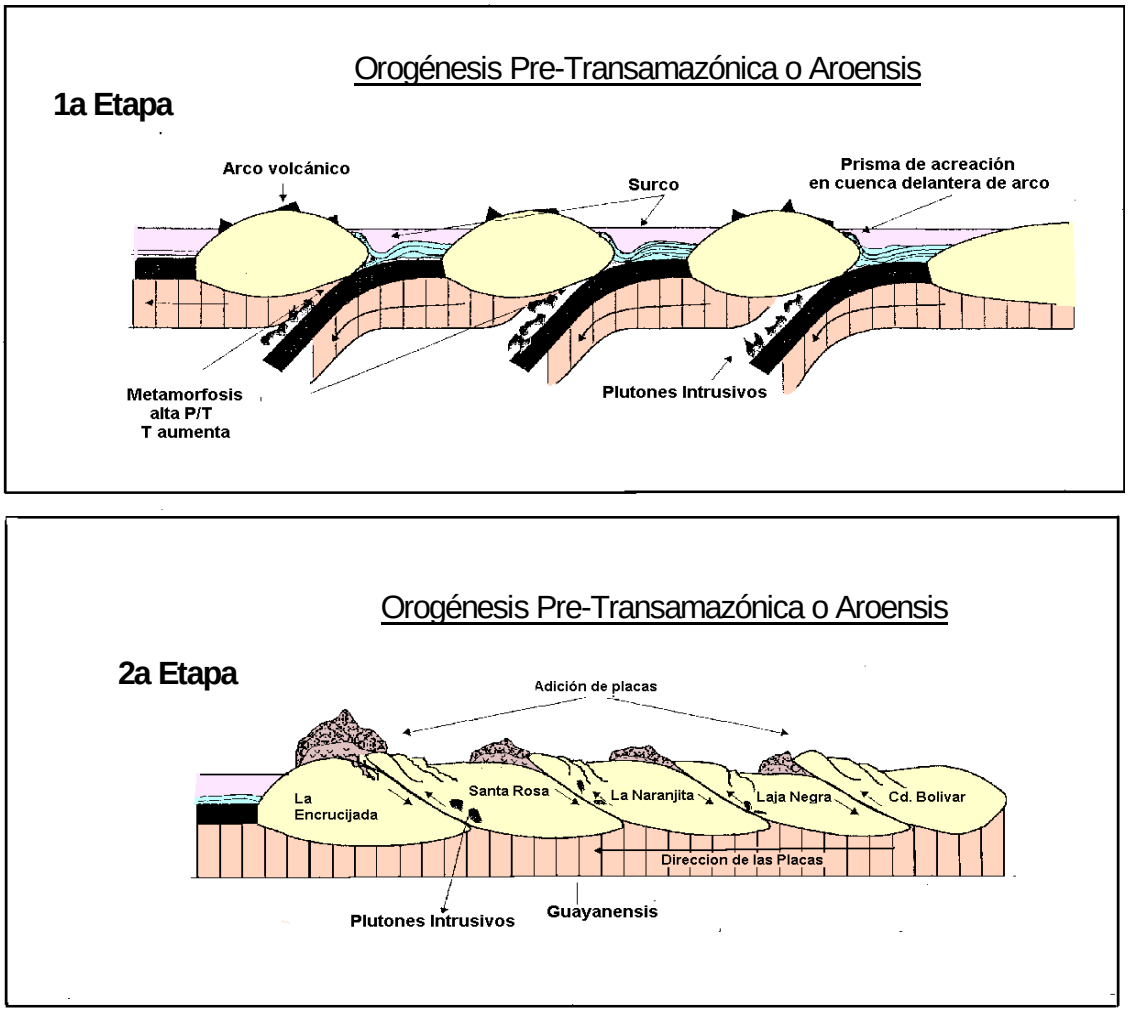


FIGURA N° 18

EVOLUCION GEODINAMICA DE IMATACA (1ª ETAPA) POR COMPRESIÓN ENTRE PLACAS OCEANICAS CON CAMBIO DE SUBDUCCIÓN A LA IZQUIERDA Y (2DA ETAPA) SUCESIVA SOBREPOSICIÓN O AGLUTINACIÓN DE LOS ARCOS O MICROCONTINENTES FORMANDO PARTE DEL **SUPERCONTINENTE GUAYANENSIS O VALVAARA O KENORIANO**

como la parte sur del futuro supercontinente Pangea. Gran cantidad de pegmatitas y aplitas intrusivas en Imataca podrían ser de edades de las orogenias Nickeriana y Brasiliana.

l) Después de la **Orogenésis Herciniana** con Ciclos de Wilson de unos 200 Ma se separa el supercontinente **Pangea** en bloques continentales y comienza a formarse el **Océano Atlántico**. De ello tenemos algunos diques de rocas gabroides a noritico-diabásicas intrusivos en el Complejo de Imataca. La Falla de Guri actúa como una falla de transformación en la parte oceánica y como una falla transcurrente en la parte continental.

En suma, se refirieron cuatro disrupciones mayores de supercontinentes:1) 2.4-2.3 Ga del Supercontinente Guayanensis para dar paso al Océano Pastora, 2) 1.55-1.35 Ga del Supercontinente Atlántica-Caura para dar emplazamiento al evento rapakivi mundial, complejos alcalinos, etc., 3) 0.8-07 Ga del Supercontinente Rodinia con nuevos emplazamientos alcalinos, complejos carbonatiticos y kimberlitas eclogiticas y 4) 0.2 Ga disrupción del Supercontinente Pangea con la moderna tectónica de placas y la formación del Atlántico. Los tres últimos eventos concuerdan con Condie y Sloan (1.998). **La Provincia Imataca registra seis o más dominios tectónicos**, separados entre si por grandes fallas tipo corrimientos. Internamente el plegamiento es isoclinal con replegamiento más abierto. En la parte Norte, los pliegues tienen rumbo NW mientras que en la parte Sur la tendencia dominante de los pliegues es N 60°-70° E que es la que predomina regionalmente, es decir aproximadamente paralelas a la Falla de Guri.

Ascanio (1.975) postuló que parte, al menos, del Complejo de Imataca está formado por varias **fajas tectónicas** que representan microcontinentes que por deriva chocaron unos con otros con obducción, quedando separados entre si por grandes corrimientos. Ascanio denominó a estas fajas **(Figura 19)** como de **La Encrucijada, Ciudad Bolívar, Santa Rosa, La Naranjita, La Ceiba, Laja Negra y Cerro Bolívar**. Rodríguez (1.997) destacó los tipos de rocas graníticas, charnockiticas y migmatiticas asociadas a cada una de estas fajas tectónicas y su importancia en usos ornamentales e industriales.

Imataca es la provincia del hierro y en ella Ascanio (1.985) distinguió, según el tamaño del grano, tres grandes tipos de depósitos de hierro, que son los siguientes:

1. Depósitos de hierro de grano grueso (> 1 mm): El Pao, Las Grullas, Piacoa.
2. " " " " " medio (= 1 mm): Cerro María Luisa.
3. " " " " " fino (< 1 mm): Cerros Bolívar, San Isidro, Los Barrancos, El Trueno, Altamira, Redondo, Toribio, Arimagua, etc.

Los depósitos de hierro de **grano grueso tipo El Pao, asociados a granulitas**, charnockitas y anortositas; son tipo grueso, pellas naturales que están formados por hematita especular por reemplazo de martita-mangnetita, seguidos de finos negros generalmente silíceos y cangas. Las protomenas son cuarcitas de grano grueso a muy grueso, altamente magnéticas. Depósitos similares al de hierro tipo El Pao son Las Grullas. Estos depósitos se caracterizan por mostrar

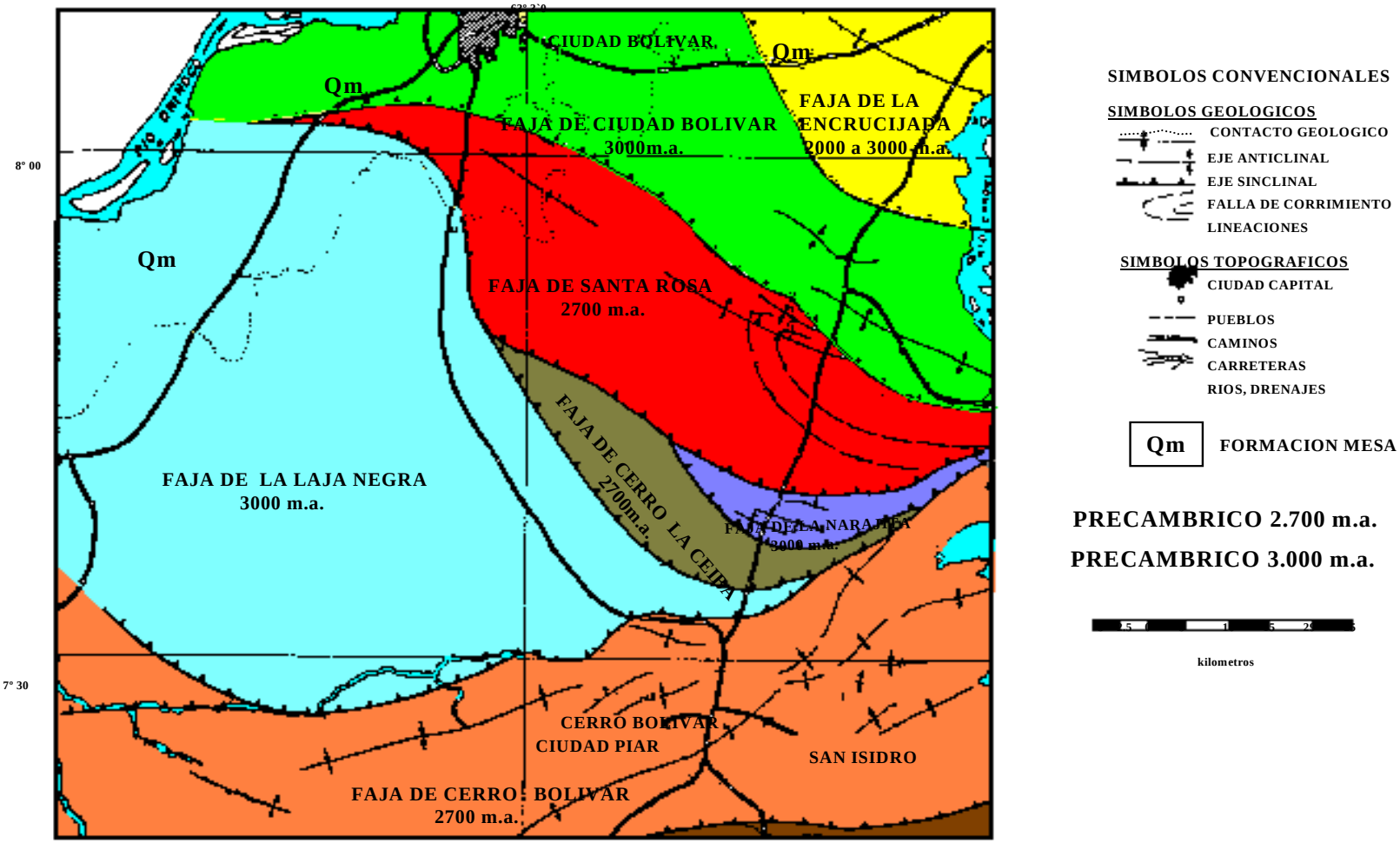


Figura : **FIGURA N° 19:** COMPLEJO DE IMATACA EN LOS ALREDEDORES DE CERRO BOLIVAR. Simplificado de Ascanio (1.975

foliaciones bien desarrolladas indicadas por fenocristales orientados de plagioclasa caolinitizados. Los depósitos de hierro tipo El Pao están asociados con pequeños lentes manganesíferos y se interpretaron como, equivalentes metamorfizados, tipo Algoma de Canadá.

Los depósitos de hierro tipo Cerro Bolivar (con los siguientes tipos de menas de tope a base: cangas y ripios, costras, finos marrones, finos negros, finos negros siliceos y cuarcitas parcialmente lixiviadas) se formaron por lixiviación de sílice (son tipo óxidos), a 600-750 m.s.n.m., nivel Imataca, desde hace unos 20 o más millones de años (Ruckmick, 1963) a partir de "itabiritas" o cherts ferruginosos, de **grano fino a muy fino**.

Venezuela ha producido en la PI desde el año 1.950 hasta 1.999 unos 800 M.t. de mineral de hierro de alto tenor. Las reservas probadas de alto tenor son cercanas a 1.800 M.t. **(Tabla 4)** , pero económicamente de bajo fósforo (<0.06%) quedan menos de 400 M.t. Las reservas de bajo tenor con < 44% Fe superan los 11.700 Mt y suelen contener bajo fósforo (< 0.04%).

BIF tipo Lago Superior (Figura 17 b) son las protomenas (itabiritas, taconitas, etc.) para la mayoría de los grandes depositos de enriquecimiento secundario por lixiviación en explotación en Australia, Brasil, India, Sur Africa, Ucrania y Venezuela, según Gross (1.995). Sin embargo, los depósitos tipo Cerro Bolívar, además de estar incluidos en terrenos Arqueozoicos, fueron correlacionados con el tipo Algoma (Dorr, 1.973). A similar conclusión llegó Sidder y Mendoza (1.995) y Sidder (1.995) en base a que Dougan (1.975) postuló rocas metavolcánicas, cuarcitas, cuarcitas con silicatos, ortopiroxeno, intercaladas con taconitas o itabiritas del Cerro Bolívar. Los depósitos de hierro de Dos Carajás, Brasil, son considerados por algunos autores algo diferentes a los tipo Lago Superior y diferentes a los del tipo Algoma, aunque también, como los tipo Cerro Bolívar, están asociados a rocas volcánicas y forman un nuevo tipo denominado **Dos Carajás** (Dardenne y Schobbenhaus, 2.000). El Distrito San Isidro tiene como basamento de las BIF anfibolitas, gneises piroxénicos y gneises tonaliticos

Las BIF representan menos del 1% del volumen total del Complejo de Imataca y su espesor varía entre pocos centímetros hasta 200 metros por plegamiento apretado y fallamiento inverso. Capitas de cherts o jaspilitas alternan con capas ricas en hematita y magnetita. Los minerales principales son hematita, magnetita y cuarzo o chert, los minerales accesorios son silicatos de Fe, anfíbol sódico y piroxeno. **Las BIF tipo Algoma (Figura 17 b) del Arqueozoico** son buenas guías exploratorias mundialmente para oro singenético, como en Homestake (Sur Dakota, USA) y Lupin (NW Territories, Canadá), a lo largo de zonas de cizallas y vetas de relleno.

Sobre el origen o fuentes del Fe y procesos de sedimentación de las BIF se ha debatido mucho. Sobre la fuente del Fe se ha establecido que fue volcánica: ¿ arco de islas, basaltos de flujo continentales, volcanismo de CRV, volcanismo de ridge oceánicos y volcanismo submarino de plumas de calor del manto superior a la corteza?. Abbott e Isley (2001) concluyen que la depositación de las BIF ocurrieron en megaepisodios de activdad de megaplumas oceánicas de calor. También ha sido observado que gran abundancia de komtitas de plateau, de origen de plumas de calor, están asociadas con BIF. En el caso particular en las

SECUENCIA DE EVENTOS LITOTECTONICOS DEL ESCUDO DE GUAYANA

Eventos Mundiales	EVENTOS EN EL ESCUDO DE GUAYANA		
	Fm. Mesa < IM.A		
Planación	Cenozoico: Levantamiento / Erosión / Planación 150-30 Ma? Carbonatitas y kimberlitas en Escudo Sudamericano		
Nuevo Océano	210 - 200 MA: APERTURA OCÉANO .ATLANTICO	Dique Laguna magmas toleiticos.	
"Collage" Kimberlitas	500 - 265 MA:SUPERCONTINENTE GONDWANA-LAURENTIA (PANGEA) 850 - 545 MA: OROGENESIS BRASILIANA - PAN AFRICANA 850 - 750 MA:**RIFTING SUPERCONTINENTE RODINIA**:LAMPROFIROS-KIMBERLITAS GUANIAMO		
"Collage"	1200-1000 MA: Colisión del Norte Sur America con Norte América-Europa FINAL OROGENESIS NICKERIANA/GRENVILLIANA	COLISION CONTINENTAL	SUPER-CONTINENTE **RODINIA**
	1200-1100 Seudotakilitas Falla Gurí 1200-1100 Ma:colisión Rio Negro-Juruena; Jari-Falsino (Brasil)-Mitu-Garzòn (Colombia)-NW de Guayana		
Granitos rapakivis	1550- 1350 MA PARGUAZENSIS: **Rifting continental**. Emplazamiento Granitos Rapakivis		
Rift Continental	1800 - 1600 MA: Asociación Avanavero = Diabasas/ Gabros Toleiticos		
	1750 - 1450 MA: FACIES MOLASA POST -TECTONICA **RORAIMA** 1800 – 1750 MA: Sutura Caura. "Collage tectónico" 1860 - 1800 MA: FACIES MOLASOIDES PRE RORAIMA (Los Caribes,etc) 1860 - 1730 MA**: FINAL OROGENESIS TRANSAMAZONICA**	SUPERCONTINENTE **CAURA- ATLANTICA** **1.9-1.7 Evento Uatumà**	
	1860 - 1730 MA: Rocas Graníticas sin diferenciar de Amazonas		
	1860 - 1790 MA: Final Magmatismo Arco Magmatico Cuchivero/ **Final Evento Orocaima**		
	1930 - 1790 MA: Rocas Graníticas volcano- plutónicas calco-alcalinas de Cuchivero		
	1980 – 1930 MA: Comienzo Magmatismo Arco Cuchivero / **Comienzo Evento Orocaima**		
"Collage" Cambio Atmósfera	Granulitización Imataca? 2150 -1960 MA:Orogenesis Transamazonica: Colisión Continental, Cierre oceánico. Colisión arcos de islas Pastora vs Botanamo y vs Imataca	Supercontinente **ATLANTICA**	
	< 2000 MA: Rocas Graníticas Intrusivas ricas en K2O		
	2050 - 2230 MA : Basamento reactivado o intrusivas graníticas sódicas del Complejo de Supamo		
	2100 - 2000 MA : Cinturones de rocas verdes (CRV) más jóvenes, CA., tipo Botanamo 2200 –2000 MA : Arco Magmàtico, borde continental activo**, Las Cristinas**. 2300 - 2200 MA : Cinturones de rocas verdes (CVR) más viejos, TK, tipo Pastora. **Inicio O. Transamazònica** 2400 - 2225 MA: Rocas graníticas sòdicas del **Complejo de Supamo** intrusivas en C. Imataca en disrupciòn		
"Collage"	2600 - 2500 MA : Choque y aglutinación de micro-continentes: Supercontinente **GUAYANENSIS o** VAALBARA o KENORANO		
Granulitas	2700- 2600 MA: Migmatizaciòn y granulitizaciòn de Imataca 2960- 2850 :MA: Orogénesis Pre-Transamazónica o **Aroensis**	**Migmatita La Ceiba**.	
Antiguas	3350- 3000 MA: Formación de primitivos CRV y complejos tonaliticos pre-Imataca 3700- 3400 MA : Protolito Complejo de Imataca ,**Orogènesis Guriense** 4500-4000 MA: Bombardeo de meteoritos sobre la Tierra: 40% - 60% fusión del manto/Núcleo. Formación y evolución de rocas komatiticas y relacionadas 4550 ± 20 MA : Primitivo Planeta Tierra		

TABLA 5. Secuencia de Eventos Litotectónicos del Escudo de Guayana (Modificado de Sidder y Mendoza, 1.995)

menas tipo El Pao se reconocen rocas ultramáficas y granulitas ultramáficas (meta-komatitas?) asociadas a las BIF. Las BIF tipo Algoma, como El Pao tuvieron su máximo hacia 2.7 Ga. Quizás una de los eventos mega-plumas más notorios ocurrió también hacia esa edad. Las menas tipo Lago Superior, predominantes hacia 2.0 y 2.5 Ga, coinciden con muchos, pero menos intensos, eventos de mega-plumas del manto superior-fondo oceánico.

FALLA DE GURI

La Falla de Guri, que es el rasgo megatectónico más relevante del Escudo de Guayana, separa las provincias de Imataca, al Norte de Guri, de Pastora, al Sur. Esta es una falla muy antigua, cuya evolución se postula como sigue **(Tabla 5) :**

1. >2.400 M.a. **Rift continental de Guri**

Comienzan a separarse Imataca y Kanukú y entre ellos se va formando y desarrollando un océano donde se originaron los CRV de Pastora y Barama-Mazzaruni.

2. 2.150-1.960 M.a**. Climax de la Orogénesis Transamazónica**

Cierre del océano Pastora. Choque de placas de Pastora versus Imataca. Guri actúa como una zona de sutura. Se produce la granulitización de las rocas de Imataca y metamorfismo Facies Esquistos Verdes a Anfibolita en los CRV más antiguos de Pastora.

3. 1.900-1.800 M.a **Final Orogénesis-Transamazónica**

Choque de tres o más placas continentales (Imataca, Pastora, Cuchivero). La zona del triple choque de placas origina el Frente Tectónico Caura y fracturas paralelas (Caroní, Cuhivero, Parguaza, Cabruta, etc.) que desplazan a la Falla de Guri, siendo la parte Sur, en Amazonas, de rocas tipo Cuchivero, metamorfizada al nivel de la FEV.

4. 1.200±200 M.a**. Orogénesis Nickeriana**

Choque del megabloque Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza-Roraima con el megabloque Rio Negro-Jurena (Brasil), Mitú-Garzón (Colombia). Se produce la intensa removilización, cizalla y cataclasis (seudotaquilitas) de la Falla de Guri, metamorfismo retrográdo bajo FEV, algunas intrusiones de aplitas y pegmatitatas.

5. 800-300 M.a**. Cruce de fallas Cabruta-Guri se emplazan Carbonatitas**

En el cruce de fallas Cabruta y prolongación de Guri se emplazaron carbonatitas y cerca de esa intersección en la falla Cabruta se emplazaron kimberlitas eclogiticas diamantiferas intrusivas en la Provincia Cuchivero en 711 Ma y lámprofiros de 850 Ma.

6. 210-190 M.a**. Apertura Océano Atlántico**

Guri se comporta como una falla de transformación en la parte oceánica y como falla inversa de ángulo alto (Imataca sobre Pastora) en la parte continental. La Falla de Guri se continúa o está alineada con la Falla Sassandra-Trou del Escudo Leo en Africa Occidental. A su vez Sassandra-Trou se continúa o es equivalente con la Falla Zednes en el Escudo Reguibat de Africa Occidental. A lo largo de esta gran falla se emplazaron diabasas, rocas gabroides y posiblemente rocas ultramáficas del manto superior.

7. 150 M.a. **Levantamiento, erosión, quietud tectónica**

Guri se ha comportado desde entonces como una falla pasiva, inactiva.

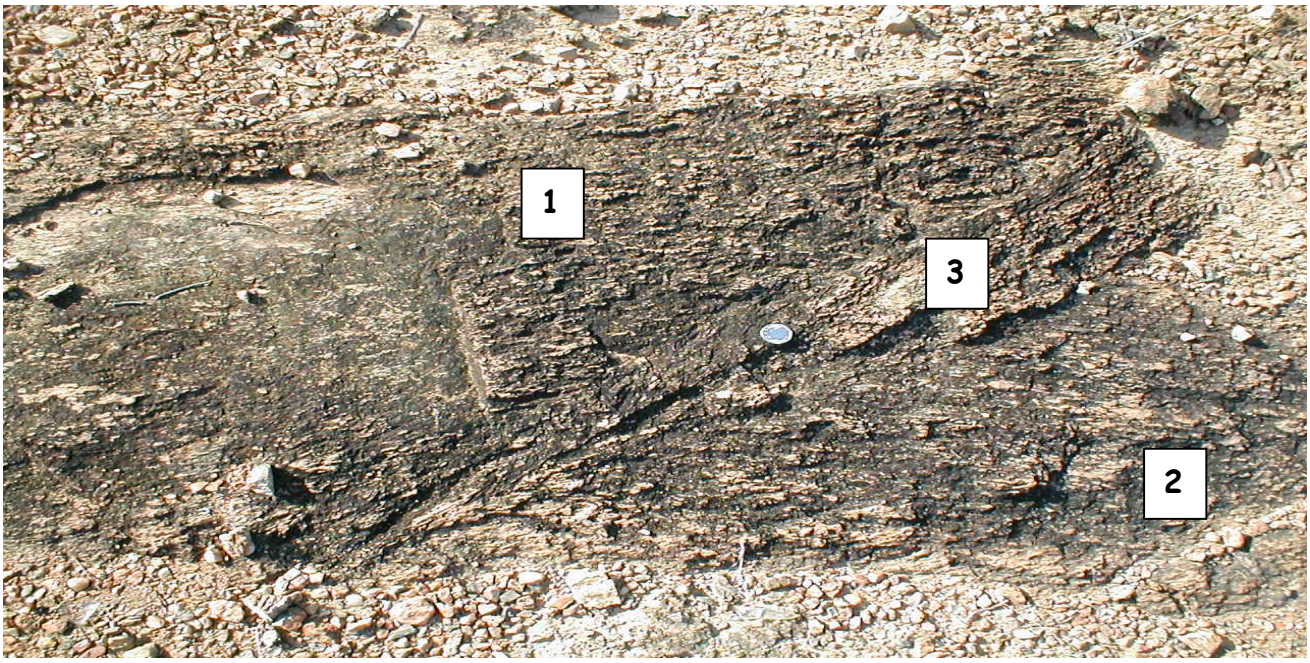
EDAD Y CORRELACION DEL COMPLEJO DE IMATACA

Algunos gneises, considerados sin evidencia alguna como metasedimentarios, fueron dateados en roca total por Rb/Sr y Pb/Pb como en 3.7-3.4 Ga (Montgomery, 1.976). Como se ha referido antes, rocas del Complejo de Imataca fueron tectonizadas y deformadas, intrusionadas y metamorfizadas alrededor de los 2.8-2.7 Ga (Migmatita de La Ceiba) y luego durante la orogénesis Transamazónica cuando fueron metamorfizadas de nuevo hasta alcanzar la parte superior de la Facies Anfibolita y la Facies Granulita de dos piroxenos (Sidder y Mendoza, 1.995).

Circones recogidos en las arenas del Río Orinoco al Oeste inmediato de Ciudad Bolivar arrojaron dos poblaciones de edad U/Pb en esos circones: una próxima a los 2.8 Ga y otra mayoritaria y dominante de alrededor de los 2.1-2.0 Ga; pero circones de > 3.4 Ga no fueron encontrados en esa zona (Sidder y Mendoza, 1.995). Recientemente (Teixeira y otros 2.000) recuperaron circones de las arenas del Orinoco cerca de Ciudad Bolivar y obtuvieron edades que predominan 2.2 Ga, 1.3 Ga y 0.5 Ga.

Aunque en el Escudo Guayano-Brasilero y en el Oeste de Africa existen muchos complejos y asociaciones que incluyen rocas de alto grado metamórfico, facies anfibolita màs superior y granulitas, pocas de ellas han sido dateadas con edades más antiguas de 2.4 Ga (Gibbs y Barron, 1.993). Sin embargo, cada vez aparecen màs edades del Arqueozoico en las Guayanas

Kenema-Man del Escudo Leo, de Africa Occidental; charnockitas y granulitas del Complejo Apiaú de Brasil; granulitas y anfibolitas del Complejo Kanukú de Guyana; parte de Falawatra en Suriname y la Isla Cayena de la Guayana Francesa, pueden ser correlacionados con anfibolitas, charnockitas, granulitas, BIF, del Complejo de Imataca aunque sus dataciones no arrojan edades anteriores a los 2.3 Ga. Esto se debe a la muy fuerte recristalización sufrida por esas rocas durante la orogénesis Transamazónica.



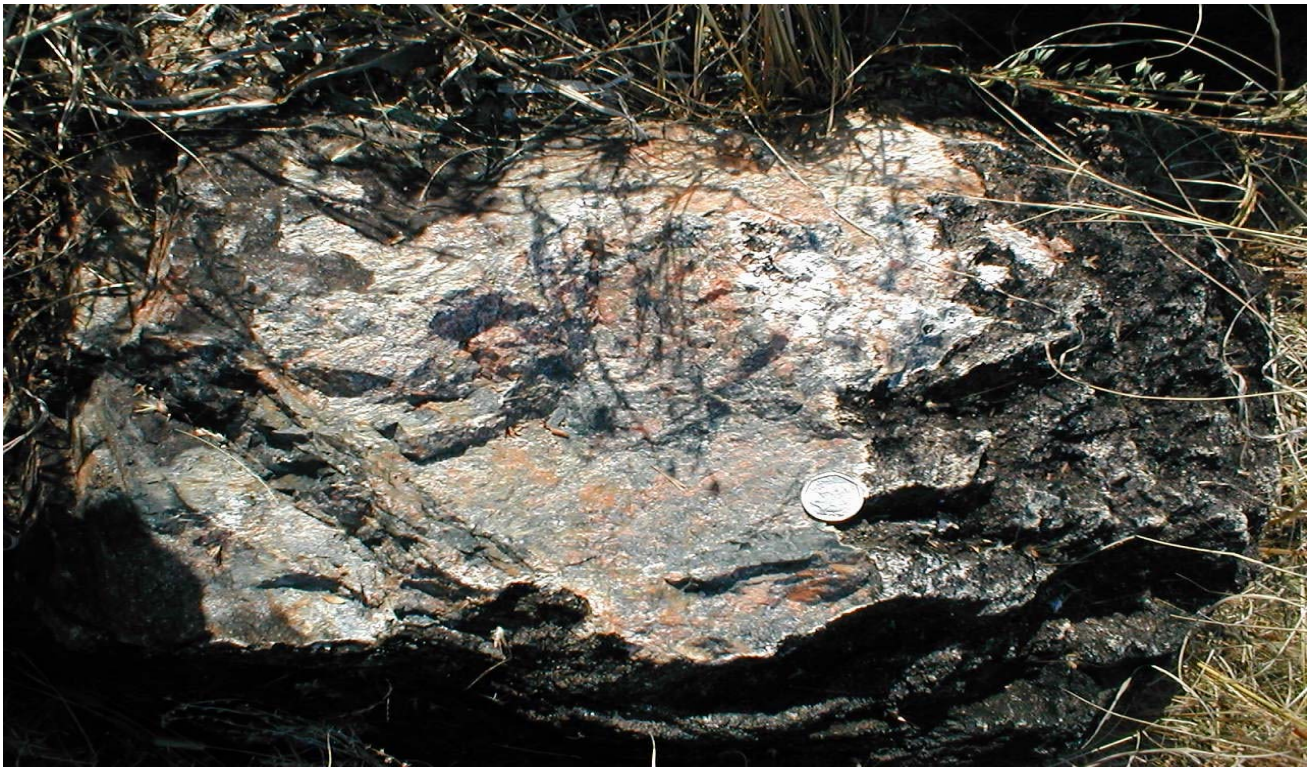


Figura 20 A y B: FALLA DE GURI, Curvas de Santa María. En la foto superior se observan tres direcciones de cizalla: 1) N 60º E, la màs antigua, 2) E-W y 3) N 20º E, la más joven. En la foto inferior se observa la roca fresca que muestra, próximo a la moneda, un material gris azulado, amorfo, vitreo, producto de la destrucción parcial de los feldespatos (rojos) de un gneis granítico transformado parcialmente en una seudo-taquilita.

Por ello la edad del protolito, hasta que no se refinen aún más las técnicas radiométricas, será muy difícil de obtener y de sustentar lo aquí propuesto, basado en correlaciones de asociaciones de rocas, grados metamórficos, geoquímica y trends tectónicos. Pero en Kaneama-Man, Barth y otros (2002) reportan varias edades Re-Os y U-Pb desde 3.6 Ga to 2.7 Ga, con eclogitas asociadas de 3.4 Ga

Las rocas más antiguas de Sur América por el método Sm-Nd, modelo Tdm, son gneises graníticos de Sete Voltas y Boa Vista del bloque Gaviao en el Cratón San Francisco de Brasil con 3.7 Ga y la edad del metamorfismo de las rocas granuliticas del CSF por Rb-Sr y Pb-Pb son de 2.96-2.85 Ga.

En Dos Carajás el CRV-TTG de Río María indica crecimiento del manto a la corteza entre 3.0 y 2.8 Ga. CRV-TTG del Arqueozoico se reportan además en el Bloque Gaviao del Cratón San Francisco, en el Cuadrilatero Ferrífero de Minas Gerais, en Crixás. En Amapá TTG dan edades de Sm/Nd de 3.1-2.94 Ga mientras que las granulitas son de 3.35 Ga. Las granulitas del Complejo Xingú registran edades Sm/Nd de 2.85 Ga o más antiguas.

El Complejo de Imataca registra dos eventos acrecionales según edades, por Sm-Nd, modelo Tdm, dio un intervalo de incorporación de material del manto a la corteza de 3.23-3.0 Ga y otro intervalo de 2.9 a 2.8 Ga (Teixeira y otros, 1999) mientras que la migmatización y metamorfismo de alto grado de granulitas y anfibolitas, contrario a lo postulado por Sidder y Mendoza (1.995) que lo proponen durante 2.2-1.95 Ga de la Orogénesis Transamazónica, ocurrió según Teixeira y otros (1.999) entre 2.96 y 2.85 Ga. Recientemente esos autores (Teixeira y otros, 2.000) concluyen que la edad de migmatizaciòn y granulitizaciòn fue cercana a 2.67-2.66 Ga en base a varias determinaciones Sm-Nd en el Complejo de Imataca (**Figura 16 b).**

Datos màs recientes (Teixerira y otros, 2002), para granulitas granatiferas bandeadas por Pb-Pb dieron 3.229 ± 29 Ma y para migmatitas de La Ceiba, por Pb-Pb, se obtuvieron una edad de 2.787± 22 Ma. La edad Sm-Nd extrema más antigua de Imataca (**Figura 16 b)** es 3.41 Ga en un gneis charnockitico y la más joven de 2.6 Ga en rocas graníticas del Complejo de Imataca. Algunos gneises en Guri dieron edades de solo 2.022±166 Ma, edad de reactivaciòn Transamazònica. Para estos autores (Teixeira y otros, 2002) el Complejo de Imataca es un bloque alòctono que se juxtapuso o montò sobre el bloque Maroni-Itacaiunas (vale decir Pastora) durante el Paleoproterozoico Tardío.

Algunas intrusiones graníticas en La Encrucijada registraron edades Sm-Nd Tm de 2.187 ± 94 Ma. Granitos en la Provincia Cuchivero, cerca del Rìo Caura y al Sur de Las Bonitas arrojaron edades de 2.29 Ga a 2.13 Ga correspondientes al Complejo de Supamo, basamento de Cuchivero.

Estas ùltimas edades de La Encrucijada y cercanas a Las Bonitas sugieren que **rocas de edad Complejo de Supamo fueron intrusivas en el Complejo de Imataca** y fueron en buena parte basamento, y material del cual se derivaron mayormente, por procesos de fusión parcial con muy poco fraccionamiento, de las rocas graníticas y volcánicas de la Asociación Cuchivero. Lo anterior concuerda tambien no solo con las edades del Complejo de Supamo y

del Complejo de Bàrtica, localizados a màs de 400 Kms al este, con edades de 2.25 Ga a 2.10 Ga (Gibbs y Olsewski, 1.982) sino a las edades del cercano **Supamo, intrusivo en Imataca y basamento aparente de los CRV de La Esperanza y el Torno-Real Corona, con edades por U/Pb en circones de 2.24 Ga** (Day y otros, 1.995). Estos son buenos argumentos en contra del traslado tectònico del CI como lo postula Tassinari y otros (2.001)

En Dos Carajas, Sial y otros (1.999) distinguieron cinco tipos de rocas graníticas que van desde 2.96 Ga a 2.55 Ga. Las BIF de Imataca y Dos Carajás se formaron en márgenes continentales pasivas, mientras que las granulitas de ambos implican ambientes convergentes, con márgenes continentales muy activas. Ambas provincias se formaron por colisión y agregación de pre-existentes microcontinentes, que para Imataca lo postulamos hacia 2.7 Ga-2.6 Ga, formando parte del supercontinente que denominamos Guayanensis que incorporaba hasta el Cratón San Francisco.

Tassinari y Macambira (1.999) propusieron que el protocratón Amazónico se formó por colisión y aglutinamiento de cratones menores independientes (Carajás, Imataca, basamento de la Provincia Roraima equivalente a Kanukú y Congo Occidental) pero màs tardìamente, durante la orogénesis Transamazónica, entre 2.2-1.95 Ga. Por otra parte, las granulitas y anortositas, de edad Grenville, enriquecidas en Fe-Ti, de 1000-1200 M.a. de Garzón y Santa Marta, Colombia son mucho más jóvenes y evolucionadas rocas (alto Fe-Ti) que las granulitas ultramáficas y anortositas (alto Cr-Mg) de Imacaca, de edad > 3.000 Ma.

CAPITULO II

PROTEROZOICO

INTRODUCCION

En el Proterozoico la mayor parte de la corteza se formó en los siguientes tres ambientes de tectónica de placas:

1. Formación de orógenos acreacionales en arcos de islas y magmatismo de surcos oceánicos (komatitas) como en el Birrimian de Africa Occidental y el Transamazónico del Cratón Amazónico (2.1 Ga), SW de USA, Yavapai (1.8-1.6 Ga), Escudo Nubian de Arabia (1.0-0.5 Ga), Cadominan NW Europa (0.6-0.5 Ga), Temprano Altaides (0.75-0.54 Ga).

2. “Collage” o formación de supercontinentes a 2.5 Ga, 1.95 Ga, 1.6-1.5 Ga y 1.0 Ga (Rodinia).

3. Ruptura o rifting de supercontinentes como resultado de convección del manto superior a 2.4- 2.2 Ga, 1.5-1.3 Ga y 1.0-0.8 Ga, cuyos productos fueron:
   a) basaltos tipo “plateaux” como los de la Provincia Superior de 1.96 Ga y Coopermine River de Canadá de 1.27 Ga. En Guayana no se conocen estos basaltos;
   b) rift del medio del continente USA, de 1.1 Ga;

c) enjambre gigante de diques a nivel mundial de 2.4-2.0 Ga, Gardar Groenlandia de 1.2 Ga, diques de Sudbury de 1.2 Ga y diques intrusivos en Grenville de 0.59 Ga;

d) magmatismo anarogénico de rifts continentales con el emplazamiento de carbonatitas y complejos alcalinos de Gardar de 1.3-1.0 Ga, Península de Kola 0.6 Ga, etc.

El Escudo de Sur América durante el Proterozoico registró el máximo de crecimiento de la corteza continental, de toda la historia del Planeta Tierra, a través de tres procesos denominados "**collage"** o sea **el desarrollo de diversos orogénos o bloques continentales en diferentes partes y tiempos en el Planeta Tierra que en cierto período de tiempo chocaron, se aglutinaron y formaron todos unidos un supercontinente**.

Los supercontinentes más notorios o mejor reconocidos son los de **Atlántica a 2.2-1.9 Ga**, al final de la orogénesis Transamazónica, el **Rodinia, al final y post Orogénesis de Grenville, a 1.0 –0.9 Ga** y **Gondwana**, después de la orogénesis Brasiliano-Pan Africano, que en Africa comenzó hacia 1.0 –0.95 y en Brasil hacia 0.75-0.6 Ga.

Asi por ejemplo el grado de convergencia en intensidad y tiempo del Brasiliano-Pan Africano, se define como un período de "collage" tectónico de acreción continental con colisión y aglutinamiento de bloques continentales, que va desde los **0.85 Ga a los 0.49 Ga** para formar la parte occidental del Supercontinente Gondwana.

La actividad volcánico-plutónica generada post-colisión de 0.41 Ga (evento Caparoensis del Paleozoico Andino) se identifica con cinturones móviles del tardío Brasiliano-Pan Africano. En el tardío Paleozoico y el Triásico, se origina la disrupción o rifting del Supercontinente Gondwana-Laurentia, vale decir Pangea, en fragmentos continentales con el inicio de la fomación de nuevos océanos como el Atlántico.

Al Norte de la Megasutura Transbrasiliana, que incluye al Cratón Amazónico y en él a nuestro Escudo de Guayana en Venezuela, no parece haberse registrado mayormente, excepto quizás en Guaniamo-Impacto, el "collage" tectónico Brasiliano- Pan-Africano, que al Sur de esa gran falla se reconoce en cuatro provincias geocronológicas de Brasil-Argentina (Borborema, Tocantins, Pampean y Mantiqueira, según Neves y otros, 1.999, con los cinturones Brasilia, Araguai, Ribeira, Dom Feliciano, Parguai, Seridú).

La **transición entre el Arqueozoico y el Proterozoico** se caracteriza a nivel mundial por un decremento progresivo del grado geotérmico, de la presencia de komatitas, de los altos contenidos de Mg, Cr, Ni y de un incremento en Sr87/Sr86 inical en carbonatos marinos, por el mayor aporte de material erosionado de los continentes a los océanos y regresado por subducción al manto, con reciclamiento de corteza continental y litósfera al manto; coeficientes más acelarados de reciclamiento de sedimentos, mayor importancia de los rifts en los cratones y la formación de aulacógenos

El **Proterozoico** se identifica por la abundancia de rocas sedimentarias (60% de las superficies del Proterozoico) de la asociación cuarcitas-pelitas-carbonatos, de ambientes

diversos, marinos poco profundos, como márgenes continentales, cuencas intracratónicas y cuencas detrás del arco; por volcánicas bimodales (basaltos y riolitas) asociadas a arcosas y conglomerados ± BIF; carbonatos en aulacógenos o rifts cratónicos.

Asociados a arcos de islas, cuencas detrás del arco, se originaron nuevos y más evolucionados CRV, sin komatitas, con basandesitas almohadilladas, grauvacas, lutitas/limolitas, escasas BIF con intrusiones o reactivaciones de tonalitas y trondjemitas seguidas por más tardías granodioritas (TTG).

También en cuencas detrás del arco se iniciaron **las más antiguas ofiolitas conocidas (2.000 M.a.). Hacia este intérvalo cercano a los 2.000 M.a. se produce el cambio de una atmósfera rica en C02 y depósitos detriticos de conglomerados de uranio como los de Blind River de Canadá a una atmósfera más rica en oxígeno, con conglomerados de oro pero sin uranio como los de Jacobina en Brasil.** Estos cambios no fueron bruscos sino más bien graduales y se pasa de capas verdes con pirita a capas rojas sin pirita, en casi todas las secuencias volcanoclásticas y sedimentarias de ese tiempo en todos los escudos mundiales.

En ambientes continentales y de bordes continentales, con tendencias shonshoniticas, de muy alto contenido de potasio, encima de una zona de subducción en el área continental, se originaron rocas volcánicas rioliticas y granitos, poco fraccionados, calco-alcalinos, más evolucionados que sus fuentes tonaliticas y trondjemiticas, con edades < 2.000 M.a., caso Superasociación Cedeño.

Las rocas graníticas, sin sedimentos asociados y con escasas andesitas, evolucionaron aún más y hacia el **Mesoproterozoico,** cuando se producen en arcos magmaticos**,** en rift continentales o sobre zonas de subducción, del lado bien continental, pre-choque de placas, **granitos rapakivis anarogénicos,** toleiticos, bien fraccionados**,** derivados de material del manto, tipo basaltos altos en alúmina. Estos granitos rapakivis están relacionados a grandes depósitos de estaño, columbita-tantalita, etc y aún a depósitos con múltiple brechamiento hidrotermal de Fe-Cu-REEs-Ag-Au-U como en Olympic Dam, Australia y San Francisco Mountains, USA, entre otros. Estos rapakivis están asociados a magmatismo basico conectado con grandes plumas de calor del mesoproterozoico. Los basaltos Columbia Riber Plateau son de 1.55 Ga y coinciden con la gigantes provincia rapakivi desde Alaska a California de esa edad.

También en zonas de rifts continentales, a nivel mundial, se emplaza material del manto a la corteza cristalizando muy productivos y estratificados **complejos máficos-ultramáficos, como el Bushveld Complex (2.000 M.a.) mayor depósito de PGEs y Cr mundial; el Sudbury Complex (1.850 M.a.) con el mayor depósito de sulfuros de niquel mundial.**

Además, en ambientes continentales, fluviales, a marinos costaneros, se produce una extensa sedimentación de areniscas y conglomerados, con escasas lutitas y limolitas, que son intrusionados por enjambres de diques y sills de diabasas a cuarzo noritas y aún cuarzo dioritas de la Asociación Avanavero, con contenidos más bajos en Fe y Ti02, menos diferenciados y evolucionados que sus equivalentes mesozoicos y cenozoicos, oceánicos. A

estas extensas cubiertas sedimentarias, como Athabasca en Canadá, Roraima en Guayana, sirvieron de basamento los CRV-TTG con sus intrusiones gabroides a granodioriticas y granitos jóvenes.

Hacia el límite del **Mesoproterozoico-Neoproterozoico (1.100 ± 100 M.a.)** los continentes siguen creciendo a expensas de grandes colisiones entre bloques continentales, entre continentes y arcos de islas, etc., produciéndose nuevas y más jóvenes y evolucionadas granulitas y anortositas, con rocas gabroides asociadas, que en lugar de Cr, van a contener importantes depósitos de ilmenita y magnetita titanífera, como en Grenville, y por supuesto reactivando fallas antiguas y cruces de fallas, que van a facilitar el emplazamiento posterior de material del manto a la corteza (lámprofiros, carbonatitas y kimberlitas) con/sin diamantes como la Carbonatita de Palabora, la Kimberlita de Premier Mine en Sur Africa y lamproitas de Argyle en Australia.

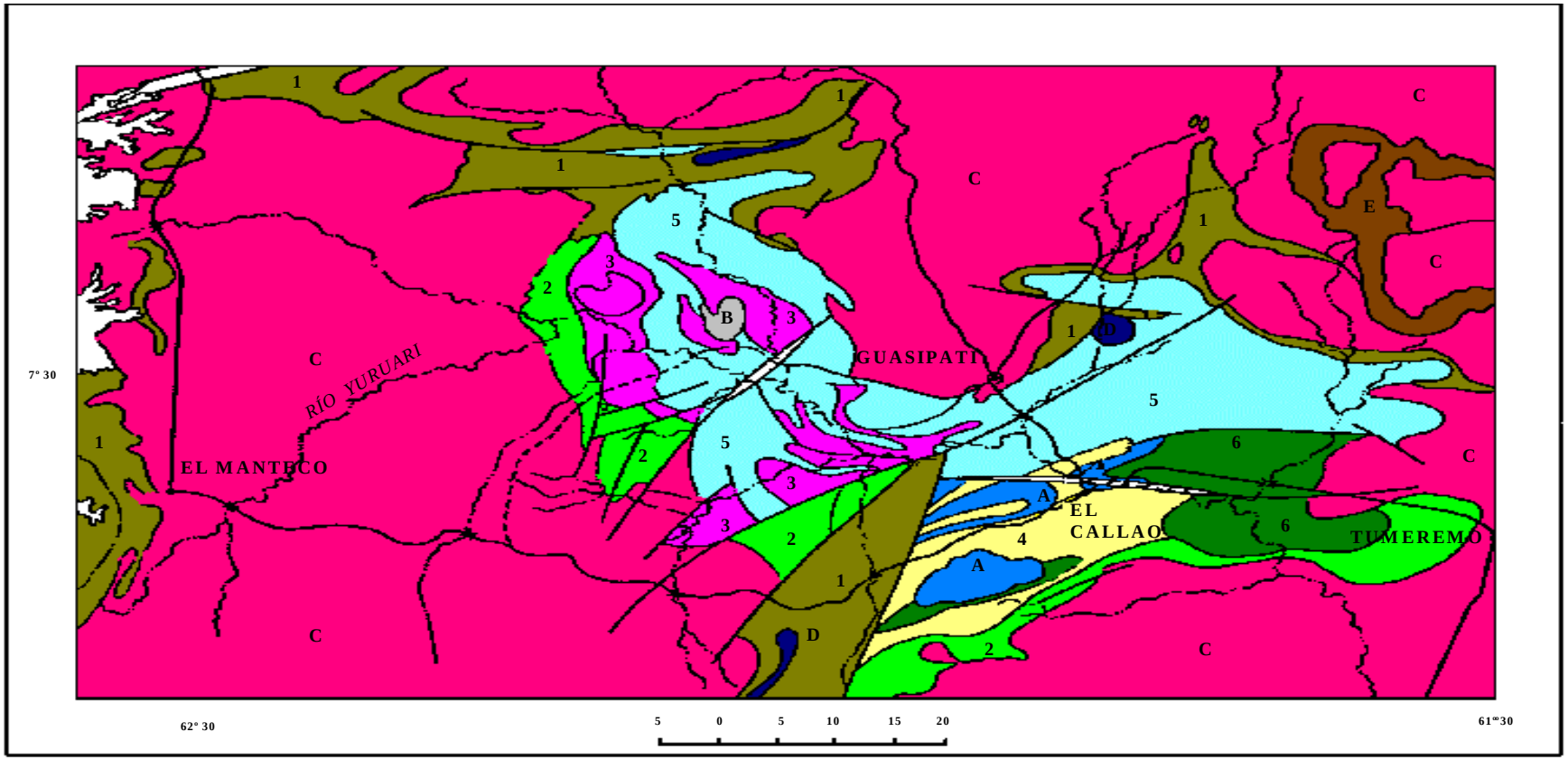
Durante el Proterozoico se registran en Guayana, CRV con lavas basandesitas toleiticas tipo Pastora con escasas komatitas, aunque parecen ser comunes los basaltos komatiticos, escasas BIF, con oro ± Cu-Ni-Pt; y CRV más evolucionados con menos rocas volcánicas máficas, más turbiditas y tobas o volcanoclásticas intermedias y félsicas tipo Formación Caballape; sedimentos aulacógenos con la transición rocas verdes-rocas rojas de las formaciones Los Caribes, Urico, Quebrada Pacheco o Perfetti y Maracapra, entre otras.

| A las rocas granitoides TTG (tonalitas, trondjemitas y granodioritas) del Complejo de Supamo, asociados a los CRV (2.15-2.25 Ga), sucedieron rocas volcánicas y granitos comagmaticos, ricos en potasio, calco-alcalinos de Cuchivero (1.96 Ga-1.88 Ga).

Posiblemente, aunque aún no bien establecidos, post-Pastora y pre-Cuchivdero, es decir alrededor de los 2.0 Ga se emplazaron complejos máficos-ultramáficos parcialmente aflorantes y escasamente estudiados como los de Yuruan-Uroy y Las Flores, vìa Anacoco, entre otros, favorables para la mineralización de sulfuros masivos con niquel-cobre± platinoides± oro y oxidos de cromo. No se descarta que tales complejos máficos-ultramáficos sean remanentes ofioliticos oceánicos.

En el Mesoproterozoico, en ambientes de rifts continentales, se emplazaron granitos rapakivis tipo Parguaza (1.55-1.38 Ga) y equivalentes y complejos alcalinos (1.35-1.30 Ga) como el de La Churuata en el Estado Amazonas.

En el Neoproterozoico se recristalizaron las rocas del Escudo, sufrieron metamorfismo retrógrado las granulitas y anfibolitas, se reactivaron fallas y en algunas se desarrollaron milonitas y seudotaquilitas. Se emplazaron gran número de diques de pegmatitas y aplitas graníticas, algunos granitos, lámprofiros, carbonatitas como la de Cerro Impacto y kimberlitas eclogiticas diamantiferas como las de Quebrada Grande en Guaniamo.



SUPERGRUPO PASTORA		6 — FM. CABALLAPE: "Flysch" y roca volcánicas andesíticas y riodacíticas
SUPERGRUPO PASTORA		5 — FM. YURUARI: Toba, brecha y lavas dacíticas, esquisto cloritipo y arenisca feldespatica
SUPERGRUPO PASTORA	GRUPO CARICHAPO	4 — FM. EL CALLAO: lavas andesitico-basáltico, toleítico ferruginosas
SUPERGRUPO PASTORA	GRUPO CARICHAPO	3 — FM. CICAPRA: Toba, brecha y lava basáltico comatíticas, grauvaca volcánica
SUPERGRUPO PASTORA	GRUPO CARICHAPO	2 — FM. FLORINDA: Basalto toleítico magnesiano, basalto comatítico y comatita
SUPERGRUPO PASTORA	GRUPO CARICHAPO	1 — ANFIBOLITA DE CARIPACHO anfibolita (metalava y metatoba)

Contacto entre Formaciones

Fallas y Zona de Falla

ROCAS INTRUSVAS	E	GABRO Y DIABASA
ROCAS INTRUSVAS	D	GRANITO Y CUARZO MONZONITA
ROCAS INTRUSVAS	C	COMPEJO DE SUPAMO: Tonalíta granodiorita y gneise trondjamítico
ROCAS INTRUSVAS	B	PORFIDO DE CUARZO (Sub-volcánico)
ROCAS INTRUSVAS	A	META GABRO (Sub-volcánico)

FIGURA N 21 : CINTURONES DE ROCAS VERDES DE LA PROVINCIA PASTORA EN LA REGION DE GUASIPATI-EL CALLAO (Tomado de Menéndez, 1972)

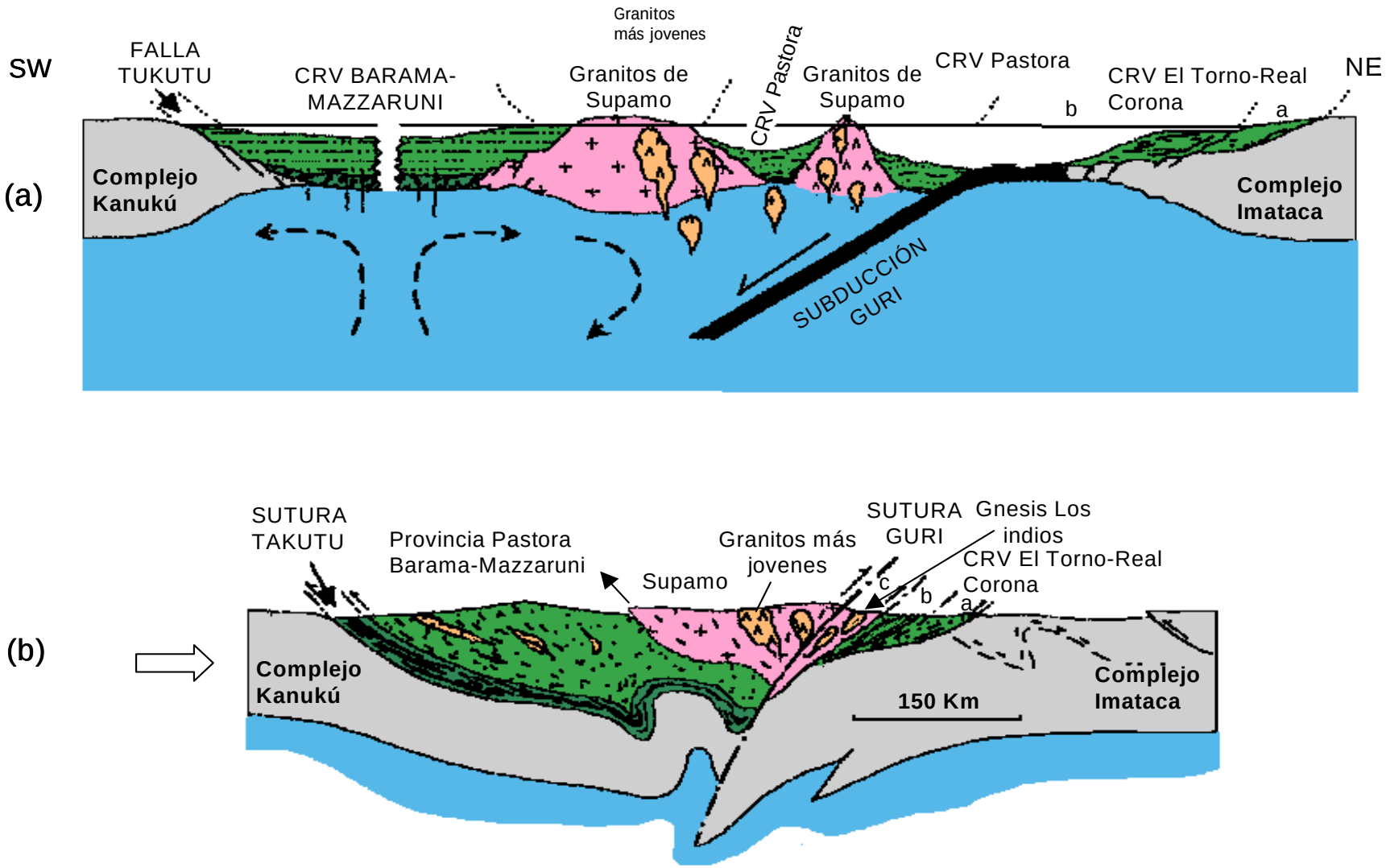
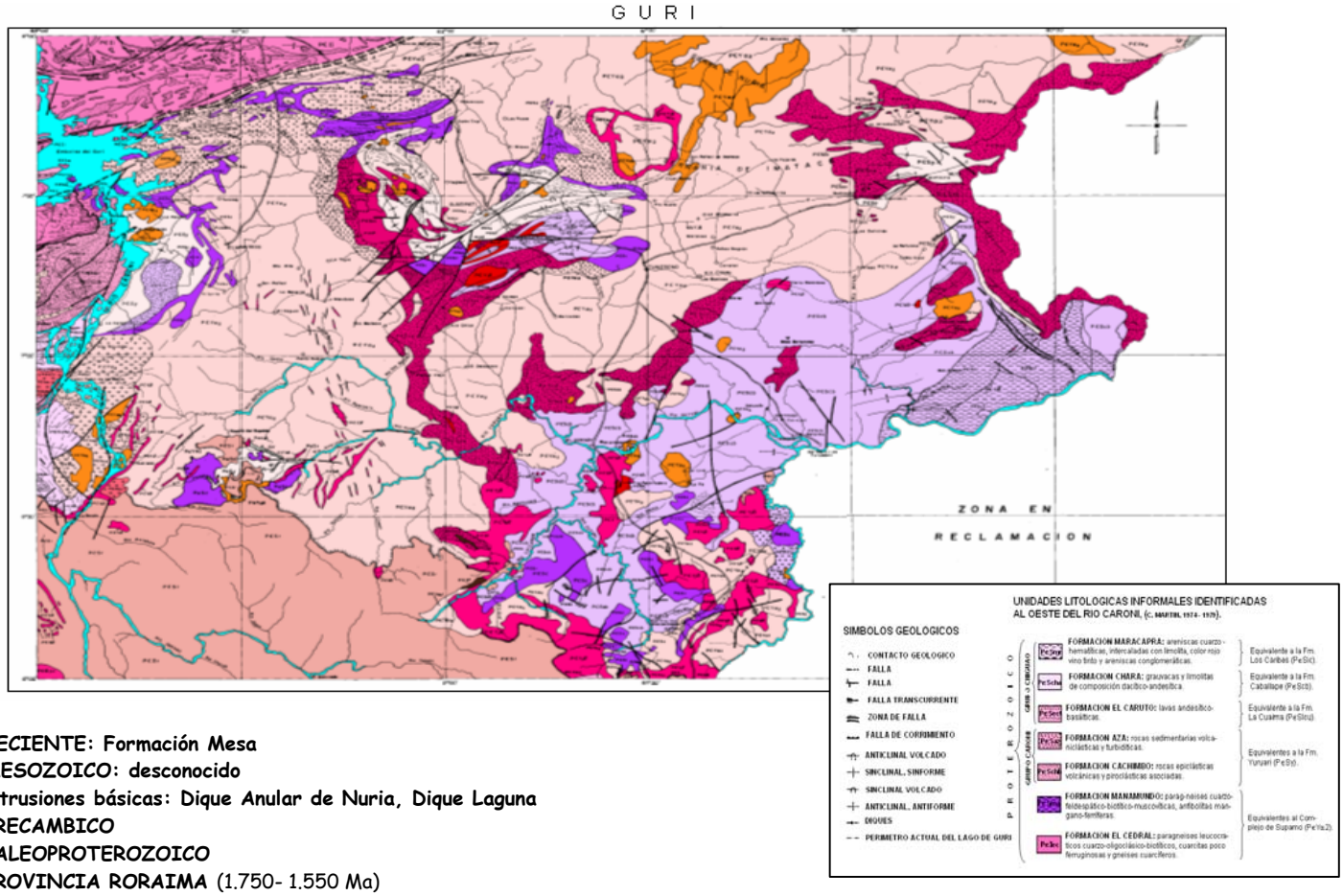


FIGURA N 22 SECCIONES MOSTRANDO a) ESTRUCTURA DOMICA DE LOS GRANITOS SODICOS DEL COMPLEJO DE SUPAMO Y LOS SINFORMES DE CRV DE PASTORA Y BOTANAMO, b) CIERRE DEL OCÉANO Y COLISIÓN DE LOS CRV DE PASTORA Y BOTANAMO CONTRA EL CONTINENTE IMATACA. LA ZONA DE COLISIÓN ESTA REPRESENTADA POR LA FALLA O SUTURA DE GURI AL NE Y DE TAKUTU AL SW.



Qr **RECIENTE: Formación Mesa**

MESOZOICO: desconocido

MzYβ **intrusiones básicas: Dique Anular de Nuria, Dique Laguna**

PRECAMBICO

PALEOPROTEROZOICO

PROVINCIA RORAIMA (1.750- 1.550 Ma)

Asociación Avanero: Rocas básicas e intermedias (diabasas a tonalitas) intrusivas en Roraima

PeYβ **Supergrupo Roraima: Grupo Roraima, (y Capas de Abaren, conglomerados de la quebrada Pacheco):** facies molasoides y tobas vitreas

PeSr **Supergrupo Pre-Roraima: (2.0- 1.8 Ga) Formación los Caribes y Formación Urico.** Facies molasoides de ambientes reductores y oxidantes con predominio de rocas tobáceas, piroclásticas y lavas intermedias y felsicas. Por la escala la formación Urico no se muestra en el mapa.

PeSlc **PROVINCIA PASTORA**

Granitos y Pórfidos Graniticos más jovenes (< 2000 Ma): asociados a hydrotermalismo aurifero. Ocurrieron después del cierre oceánico

Peα5 Pastora. **Rocas gabroides sintectònicas tipo Tomi, Chocó, México, Guariche, etc:** asociadas a modelos de pórfidos de oro+cobre

PeYβ diseminados. . **"CONTACTO INTRUSIVO"**

PeSvr **Formación Venamo:** meta-lavas andesitico-latico, lapilli, tobas y brechas ignimbritas. Depósitos oro orógenico hipo-mesotermal

PeScb **Formación Caballape**: limolitas, grauvacas, conglomerados de surco, tobas y lavas intermedias y félsicas. Escasos depósitos de oro

. **Discordancia estratigráfica, metamórfica y tectónica.**

PeYa2 **CINTURONES DE ROCAS VERDES MAS ANTIGUOS- ASOCIACIONES GRANITICAS MAS ANTIGUAS TTG**

Complejo de Supamo: tonalitas, trondjemitas, granodioritas (TTG), gneises y migmatitas equivalentes: granitos sódicos

PeU **Rocas intrusivas (en F. El Callao y Florinda) máficas- ultramáficas: Complejo de Verdún y otros:** gabros, peridotitas y piroxenitas.

PeSy **Unidad litodémica Yuruari:** filitas manganesíferas, meta-tobas y lavas félsicas esquistosas, meta-areniscas feldespáticas. Contacto tectónico con F. El Callao

PeSlcu **Unidad litódemica La Cuaima:** meta-lavas basandesiticas intercaladas con lentes de BIF. Contacto tectónico con formación Yuruari

. **GRUPO CARICHAPO**

PeSlc **Formación El Callao:** lavas basandesiticas almohadilladas, meta-tafnitas o cherts; mata-sedimentos volcanogénicos básicos. Hospeda los depósitos orogenicos de oro hipotermal mas importantes en volumen y tenor del Escudo de Guayana.

PeScf **Formación Florinda:** metabasaltos komatiticos, meta-basandesitas almohadillas, intrusiones subvolcánicas máficas-ultramáficas.

PeSc **Formación cicapra:** metabasaltos komatiticos esquitosos, meta-ftanitas y cherts.

GRUPO CARICHAPO SIN DIFERENCIAR: anfibolitas masivas grano fino a medio, granatíferas localmente.

GRAN DISCORDANCIA en edad, metamorfismo y tendencias tectónicas con guía en la FALLA DE GURI

PeYa1 **PROVINCIA IMATACA**

PeIi **Rocas Graniticas Intrusivas en Imataca: potásicas y sódicas más jovenes**

Figura N° 23: CINTURONES DE ROCAS VERDES Y ROCAS GRANITICAS DE LA PROVINCIA PASTORA (Tomado de Yanez y otros, 2003)

Cinturones de Rocas Verdes de la Guayana Venezolana							
Unidad **Tipo**	**Provincia de Pastora**				**Provincia de Imataca**		**Provincia Cuchivero** Amazonas
	Guasipati	**Introducción-Anacoco Venamo**	**Caroní**	**El Dorado**	**La Esperanza**	**El Torno/Rio Claro**	
Complejo de Supamo (Granito y Ortogneises Sódicos Reactivados) y Granitos Potásicos							
Molasa	**-----**	**Grupo Botanamo F.Los Caribes**	**F.Maracapra**	**Grupo Botanamo F.Los Caribes**	**-----**	**-----**	**Conglomerado de Pacheco y Carmelitas/Moriche**
Flysh (+Cal-Coalcalinas)	**F. Caballape**	**F.Venamo/F. Caballape**	**F.Chara Andesit El Caruto**	**F. Caballape**	**-----**	**-----**	
>2,150 M.A. Discordancia (Emplazamiento de Granitos Sódicos)							
Felsica (-Mafica)	**F.Yuruari**	**F.Yuruari**	**La Cuaima Grupo Caroni**	**-----**	**F. Taipana**	**-----**	
Mafica (-Ultramafica 2,300 M.A.)	**Grupo Carichapo F. El Callao F.Cicapra F.Florinda And Carichapo**	**G.Carichapo S.D**	**Anfibolita de Carichapo**	**G.Carichapo S.D**	**Cuarc. Mapares/ Anfibolita de Danta**	**F. El Torno Anfibolita de Rio Claro**	**CRV PARIMA - CAUARANE**
Basamento > 2350 Ma	**Desconocido¿ corteza oceánica? ¿Complejo de Supamo?**				**Gneises de Imataca >2.600 Ma**		

TABLA 6. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE LOS CINTURONES DE ROCAS VERDES (CRV) DE GUAYANA

(MODIFICADO DE MENÉNDEZ, 1.994)

PROVINCIA PASTORA: CRV-TTG

La Provincia Pastora (PP) se extiene (**Figuras 21 y 23**) desde la Falla de Gurí al Norte hasta las proximidades del Parque Nacional Canaima al Sur (Km 95 carretera El Dorado-Santa Elena), por el Este hasta los límites con la Zona en Reclamación del Esequivo y al Oeste hasta el Río Caura. Los mismos comentarios sobre su posible extensión al Oeste del Caura que se hicieron sobre la Provincia Imataca son válidos para la PP.

La PP o provincia del oro, está formada por **CRV, delgados, más antiguos**, tectonizados, **tipo Carichapo formados en/o cerca de un arco de islas en una zona de convergencia y CRV, más anchos, jóvenes** y menos tectonizados y menos metamorfizados, **tipo Botanamo, formados en la cuenca delante del arco de islas** y complejos graníticos sódicos, como el Complejo de Supamo, siendo toda la secuencia intrusionada por granitos potásicos o "sensu estricto", dioritas y rocas gabroides con escasos y no bien definidos complejos máficos-ultramáficos, ofioliticos o no, tipo Yuruan-Uroy, e intrusiones de diques anulares como Nuria y sills de diabasas y rocas asociadas noritico-gabroides con algo de cuarzo. Los CRV más antiguos muestran tendencias estructurales próximas a NS (N 10° E a N 20° O), mientras que los CRV más jóvenes casi siempre muestran tendencias en ángulo recto con las anteriores, próximas a E-O (N 70°-80° E). El choque de estas dos tendencias y de ambos tipos de CRV puede observarse claramente en imágenes de radar que cubren la zona del río Marwani**,** quedando más detallado en los estudios de CVG Tecmin CA-USGS (Salazar y otros, 1.989).

En la región de Guasipati-El Callao (**Figura 21**) aflora una buena sección del Supergrupo Pastora (Menéndez, 1968, 1.972), CRV antiguo, compuesto del Grupo Carichapo y la Formación Yuruari **(Tabla 6)** . El Grupo Carichapo está constituido por las formaciones **Cicapra**, predominantemente komatitica, **Florinda**, basáltico tholeitica a komatitica y **El Callao**, tipicamente basáltico-andesitica ("basandesitas") toleiticas (**Figura 24).** Rocas metasedimentarias y metavolcánicas de El Torno-Real Corona, **(Tabla N 6)** al Oeste del Río Aro fueron correlacionadas por Kalliokoski (1.965) con el Grupo Carichapo. La presencia de basaltos komatiticos pudiera sugerir, alternativamente, que el CRV de Pastora se formò sobre una pluma de calor del manto superior en una placa oceánica, formando parte de un arco de islas oceánicas, màs primitivas, con menos sedimentos asociados, con abundancia de basaltos toleiticos oliviniferos o magnesianos

Rocas del Supergrupo Pastora más el Grupo Botanamo son correlacionadas con aquellos CRV del Supergrupo Barama-Mazzaruni de Guyana, el Grupo Marowijne y el Grupo Coeroni de Suriname, la Serie Paramaca (Grupos Orapú y Bonidoro) de la Guayana Francesa y el Grupo Vila Nova de Brasil (Sidder y Mendoza, 1.995) y el CRV de Parima-Cauarame del Alto Orinoco-Surucucú de Brasil (Tassinari y otros, 2.000). Estos CRV y rocas graníticas asociadas forman la gran provincia Maroni-Itacaiuna, un cinturón movil que forma gran parte de rocas supracostrales del Cratón Amazónico (Cordani y Brito Neves, 1.982; Goodwin, 1.991). Los CRV más antiguos de Pastora son posiblemente correlacionables con CRV del Birrimian de Africa Occidental.

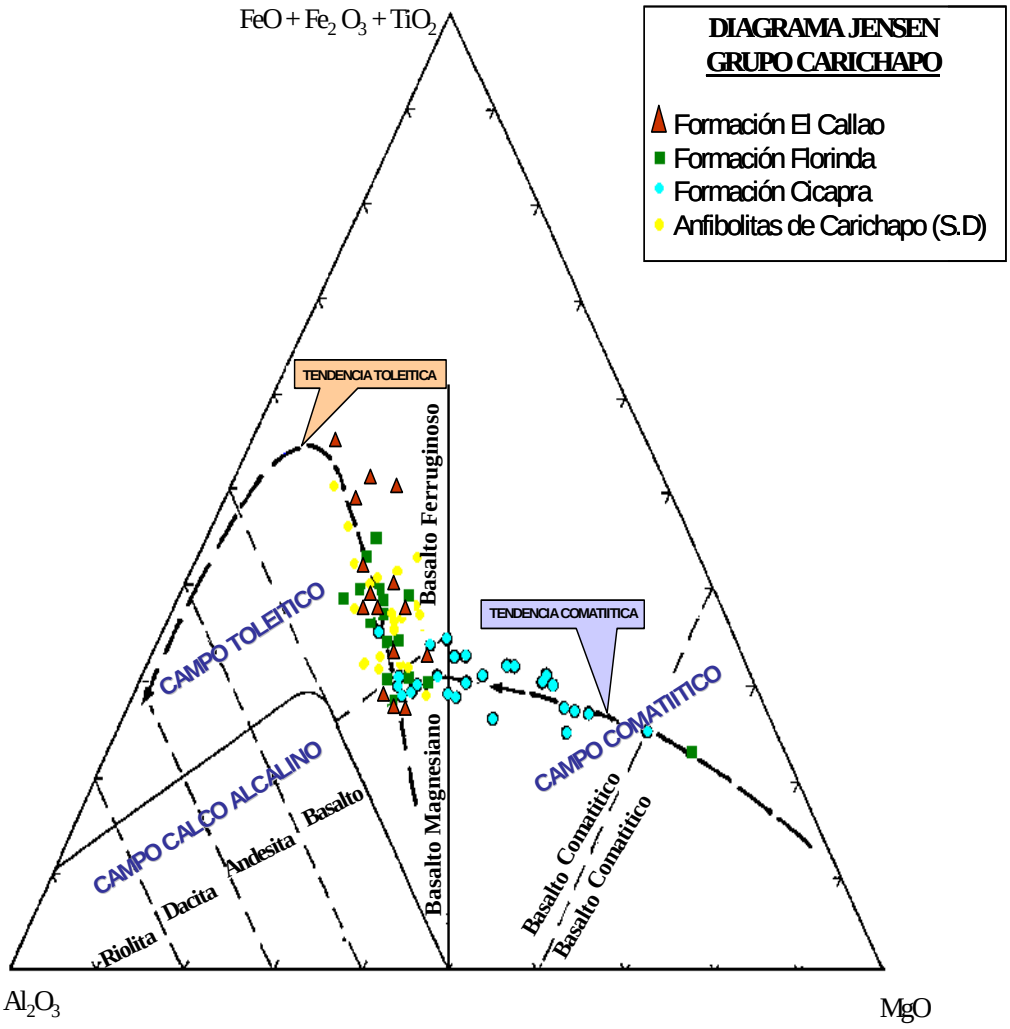


Figura N 24 DIAGRAMA DE JENSEN MOSTRANDO TENDENCIAS MAGMATICAS QUIMICAS DE LAS ROCAS DE LAS FORMACIONES EL CALLAO, CICAPRA Y FLORINDA (Tomado de Menéndez, 1.994)

Basaltos komatiticos, komatitico-toleiticos y toleiticos espilitizados con estructuras de almohadillas predominan en la parte basal o inferior de los CRV de Guayana, seguidos en la parte intermedia por mayor predominio de rocas andesiticas y daciticas (pórfidos andesiticos, dacitas, riodacitas y volcanoclásticas y piroclásticas equivalentes) sobre basálticas intercaladas con sedimentos mayormente peliticos volcanogénicos y la parte superior está dominada por rocas turbiditicas (grauvacas, limolitas y lodolitas volconogénicas), pelitas, tobas, cherts y volcanoclásticas, cerrando con areniscas cuarciticas, filitas y conglomerados polimicticos, transicionales entre piriticos de color verdoso a no piriticos de colores rojizos.

La secuencia total supera los 11.000 m. de espesor. Rocas ultramáficas ocupan 1-2% de los antiguos CRV de Guayana, basaltos y rocas gabroides hasta un 75%, basandesitas y flujos de lavas andesiticas alrededor de un 15-17% y rocas volcánicas félsicas y piroclásticas un 8% (Renner y Gibbs, 1.987).

Rocas máficas-ultramáficas aparecen como intrusivas en la secuencia de los CRV y generalmente son complejos estratificados, que incluyen cúmulos de piroxenos y peridotitas asociadas a rocas gabroides con menores a ausentes anortositas, dioritas y cuarzo-dioritas. Estos complejos suelen estar tectonizados, metamorfizados y son pre-Transamazónicos, pero otros no muestran casi tectonismo ni metamorfismo y son post-Transamazónicos de la Suite Avanavero. Más adelante se describiran brevemente los complejos máficos-ultramáficos de Yuruan o Sierra Verdún y del Pistón de Uroy.

Recientemente, Hildebrand (2004) postula que la base de los CRV de la Provincia Pastora,, en la Región de Guasipati-El Callao,. está marcada en todas partes por una zona mayor de cizallamiento que coloca rocas del CRV encima de una unidad de cuarcitas que yacen discordante sobre rocas del Complejo de Imataca y del Complejo de Supamo. Estas rocas cuarciticas con cantidades menores de conglomerados las denomina la **Formación El Miamo** y ocurren debajo de los CRV y encima de rocas del Complejo de Supamo.

Las cuarcitas son rocas maduras, localmente con estratificación cruzada y deformadas en forma muy variable. En el Noroeste las rocas de la FEM son más gruesas y subyacen a rocas del Complejo de Imataca, con lo cual niega la hipótesis de la Sutura Guri, montando a Imataca sobre los CRV e implicando además que tales CRV son alóctonos respecto a ambos, el Complejo de Supamo y el Complejo de Imataca.

Hildebrand (2004) refiere que a pesar que tradicionalmente se ha dicho que rocas del Complejo de Supamo intrusionan o son reactivadas intrusivamente cortando a los CRV, en varias localidades ese autor observó augneises de hasta 15 m de ancho que subyacen discordantemente a rocas del CRV de Pastora.

Además ese autor postula que las supuestas formaciones que componen el Grupo Carichapo y el Supergrupo Pastora, no muestran contactos estratigráficos, sino que son contactos estructurales o tectónicos y que por lo tanto las rocas de la Formación Yuruari, por ejemplo, pueden ser de la misma edad, o incluso más antiguas, que las rocas de la Formación El Callao y que la Formación Florinda con supuestas lavas y basaltos ricos en magnesio o

ultramáficas, no lo son y que se parecen más a las rocas de la Formación El Callao, por lo cual debería cambiarse a Florinda como un miembro de la Formación El Callao.

El término Formación Cicapra, según Hildebrand (2004) debería ser abandonado porque la definición original de Menéndez (1972) como una secuencia de esquistos anfiboliticos con limolitas, areniscas y conglomerados, en realidad envuelve rocas supracorticales y de un basamento, en una zona muy complejamente tectonizada y fallada, donde las cuarcitas son parte de ese basamento y las limolitas y esquistos anfiboliticos son partes de la Formación Yuruari. O sea que Cicapra es una "formación mélange".

Ese autor también dice que la presencia de diques daciticos y de tobas daciticas implica la presencia de un basamento continental durante su emplazamiento y erupción, o sea que pertenence a un arco magmático. La edad del cizallamiento inverso tipo corrimiento o transportador de los CRV sobre Supamo e Imataca es más joven de 2.131± 10 Ma de la dacita intrusiva en la Formación Yuruari (Day y otros, 1995) y la edad más joven es la de 1.962 Ma (Swapp y Onstott, 1989) que supuestamente es la edad del cese del levantamiento de Imataca.

Como según Hildebrandt (2004) las cuarcitas de la Formación El Miamo yacen discordantes encima de Imataca y de Supamo y por debajo del corrimiento en la base de los CRV, entonces tales cuarcitas se depositaron entre tal traslado tectónico sobre tales cuarcitas de El Miamo y ello se produjo antes de 1.962 Ma y después de los 2.131 Ma, siendo la edad más probable de tal corriiento alrededor de 2094-1984 Ma.

Ahora bien como la mineralización es cortada por estas fallas, incluido el corrimiento mayor, que trasladó aloctonamente los CRV sobre Supamo e Imataca, entonces también la mineralización aurífera es anterior a tal edad de 2094 Ma. La zona de colisión del Complejo de Supamo versus el Complejo de Imataca está indicado por la zona mayor de cizallmiento o corrimiento que se registra en la base del Supergrupo Pastora que pertenece a la placa superior, mientras que Supamo e Imataca pertenecen a la placa inferior.

Sin ánimo de polemizar, el autor de este trabajo, recuerda:

a. para que se forme un CRV, se requiere un océano y para que este se origine se precisa que un viejo continente se abra. Para Pastora, el viejo continente fue Imataca.
b. La Formación El Miamo con unas cuarcitas y conglomerados locales es un secreto bien guardado que geólogos expertos como Menéndez no vieron.

Los contactos de Pastora con Supamo son muy variables, desde intrusivos a discordantes, pero jamás el autor de este resumen académico ha visto una cuarcita o un conglomerado en tales contactos.

a. La edad de mineralización de Las Cristinas es de 2.060 Ma, la del metamorfismo 2090 Ma, la de las dioritas y porfidos intrusivos alrededor de 2.150 Ma y la edad del CRV de Las Cristinas es por lo menos de esa edad o más antigua aún.
b. En El Torno-Real Corona se observan dentro del Complejo de Imataca, CRV tipo Pastora con intrusiones graniticas tipo Complejo de Supamo de 2. 24 Ga por U/Pb en circones (Day y otros, 1991), implicando que el CS es intrusivo en el Complejo de Imataca.

En los CRV puede haber mineralizaciones de oro más jóvenes de los 2000 Ma e incluso de hasta 1000-900 Ma.

Nuestros depósitos de oro en la Provincia Pastora son tipo Orogénico y un buen modelo de formación de los mismos es postulado por Kerrich y otros (2000) que sugiere que tales depósitos de oro orgénico ocurren sobre una zona en subducción debajo de un arco magmático, al final de la orogenia durante y después del cierre oceánico y durante e inmediatamente después de la colisión del arco de islas con el continente.

Todo esto contradice todos los argumentos de Hildebrand (2004). Sin embargo, el autor de este resumen académico si está totalmente de acuerdo con Hildebrand (2004) en que los contactos de las formaciones del denominado Supergrupo Pastora y del Grupo Carichapo son **contactos tectónicos**. Se sugiere que el uso de la geoquímica en elementos mayores y menores y traza nos podría dar indicios de que formaciones deberían ser más bajas o más altas en la secuencia tradicional de un cinturón de rocas verdes, siempre y cuando las rocas volcánicas resulten ser comágmaticas o relacionadas magmáticamente. Adicionalmente edades radiométricas por Sm/Nm y otros métodos confiables reforzarían tales conceptos.

En este contexto **Aponte (2005)** hizo algunos nuevos aportes en una revisiòn bibliogràfica de datos de campo de autores precedentes (Korol 1965, Kalliokoski 1965 y Menèndez 1968 y 1994), con algunos estudios petrogràficos y algunos análisis quìmicos, pero sin aportar nuevos y conclusivos datos de campo, ni petrogàficos y sin referir los lìmites de detecciòn de los elementos analizados en muestras rocosas, muchas de ellas alteradas no sòlo metamòrfica sino hidrotermalmente, y en particular del limite de detecciòn del problemàtico Y, ya que muchas de sus conclusiones se basan en el contenido en Y y en la relaciòn y gràficos que contienen la relaciòn Ti/Zr y el triànuglo Ti-Y-Zr, postula un nuevo modelo estratigràfico y una variación de la evolución geodinàmica de arcos de islas que pasaron de inamaduros (Formación Florinda) a maduros (Formación Yuruari), con basaltos formados en cuencas detràs del arco (Formación El Callao) y colidieron y se cerraron contra el Complejo de Imataca al final de la Orogènsis Transamazònica (2.0 Ga).

Segùn **Aponte (2005)** basado en “diferencias tectònicas y relaciones estructurales, se tiene la siguiente secuencia tectono-estratigràfica:

Unidad màs inferior del CRV **Guasipati representada por la Formación Florinda. Roca plutònicas ultramàficas intrusionaron a la FF y fueron alteradas y serpentinizadas.**
El conctacto entre la FF y la Formación Cicapra **por sus grandes diferencias geoquímicas debe implicar un contacto tectònico entre ambas formaciones.**
La Formación Cicapra se localiza hacia la mitad de la columna estratigràfica **y al menos el magmatismo inicial de la Formación Yuruari. Los pòrfidos de Mandingal y Cerro Pelòn intrusionaron las partes inferior y Superior, respectivamente la FC.**
La relaciòn de la FC con la FY es de colisiòn **o interacción de plateau oceànico relacionado a pluma de calor-arco de islas maduro, respectivamente en màrgen convergente.**
Probablemente la Formación El Callao, representa el tope del CRV **con sus basaltos toleiticos acompañados de gabros y diques de diabasas, emplazados en el incio del rift detràs del arco.**
Discordantemente sobre la FEC yace la Formación Caballape (**Figuras N 25 A y 25 B)**

El autor (Mendoza 2000 a 2005) ha resaltado que los contactos entre las formaciones del Grupo Carichapo y de la Formación Yuruari con la Formación El Callao son contactos tectònicos y que muchas de estas "formaciones" representan como Florinda y Cicapra verdaderos litodemos, melànges y hasta en parte bloques exòticos, en particular en Cicapra y que en general todas ellas y los CRV en su conjunto son **alòctonos.** A conclusiones similares a las de Mendoza (2000 a 2005) con revisiòn geològica y tectònica detallada de campo llegò Hildebrand (2005), pero con la diferencia de que este ùltimo autor postula que los CRV son alòctonos sobre ambos, el Complejo de Supamo y el Complejo de Imataca y para Mendoza (2000 a 2005) el CRV de Pastora se emplazò en un nuevo océano formado por la disrupción de Imataca que luego se cerro y colidiò oblicuamente contra Imataca a un lado y luego contra Kanuku o el otro lado opuesto disruptado de Imataca.

En conclusión **todas las formaciones de los CRV de Pastora y Carichapo, para el autor de este trabajo académico son realmente alóctonas,** pero respecto a su lugares de origen y no con respecto a los complejos de Supamo y de Imataca y los depósitos de oro se formaron al final de la orogénsis cuando gran parte del traslado tectónico y cierre oceánico habia ocurrido. El cierre oceánico se inció hacia los 2.100 Ma y concluyo hacia los 2.000 Ma y con ello la aloctonica y la formación final de los depósitos de oro. Las Cristinas es un buen ejemplo de ello.

Supergrupo Pastora

El Supergrupo Pastora en la región de Guasipati-El Callao se compone del Grupo Carichapo (Formaciones Cicapra, Florinda y El Callao) y de la Formación Yuruari (Menéndez, 1.968, 1.994). Para Menéndez la Formación El Callao es la más baja en la secuencia, su base se desconoce y aparece siempre como un contacto intrusivo con rocas graníticas del Complejo de Supamo y su contacto superior es de falla a transicional (¿) con la Formación Yuruari. El Callao según Ménedez (1.968) aparece parcialmente equivalente a Cicapra y parcialmente cubierta por ella.

La Formación El Callao tiene más de 3.000 m de espesor y está litológicamente formada por casi exclusivamente lavas basálticas, bajas en potasio y altas en hierro, a flujos de lavas andesiticas con un predominio transicional entre ambas, basandesitas, con estructuras almohadilladas altamente espilitizadas, con cantidades menores de brechas de flujo al tope, levemente metamorfizadas, BIF o cuarcitas y cherts ferruginosos y manganesíferos; y esquistos talcosos o basaltos komatiticos-toleiticos aparecen en pequeños volúmenes en algunas localidades. Cerca del contacto de las rocas de El Callao con las rocas graníticas del Complejo de Supamo, presentan hornblenda color azul-verdosa y plagioclasa andesina de facies Anfibolita y a medida que nos alejamos del contacto observamos esquistos de color verde más claro, con clorita y albita, de la Facies Esquistos Verdes. Geomorfológicamente, la Formación El Callao ocupa las colinas y montes más altos (300 a 600 m.s.n.m.) que meteorizan a suelos lateriticos muy arcillosos de color rojo intenso.

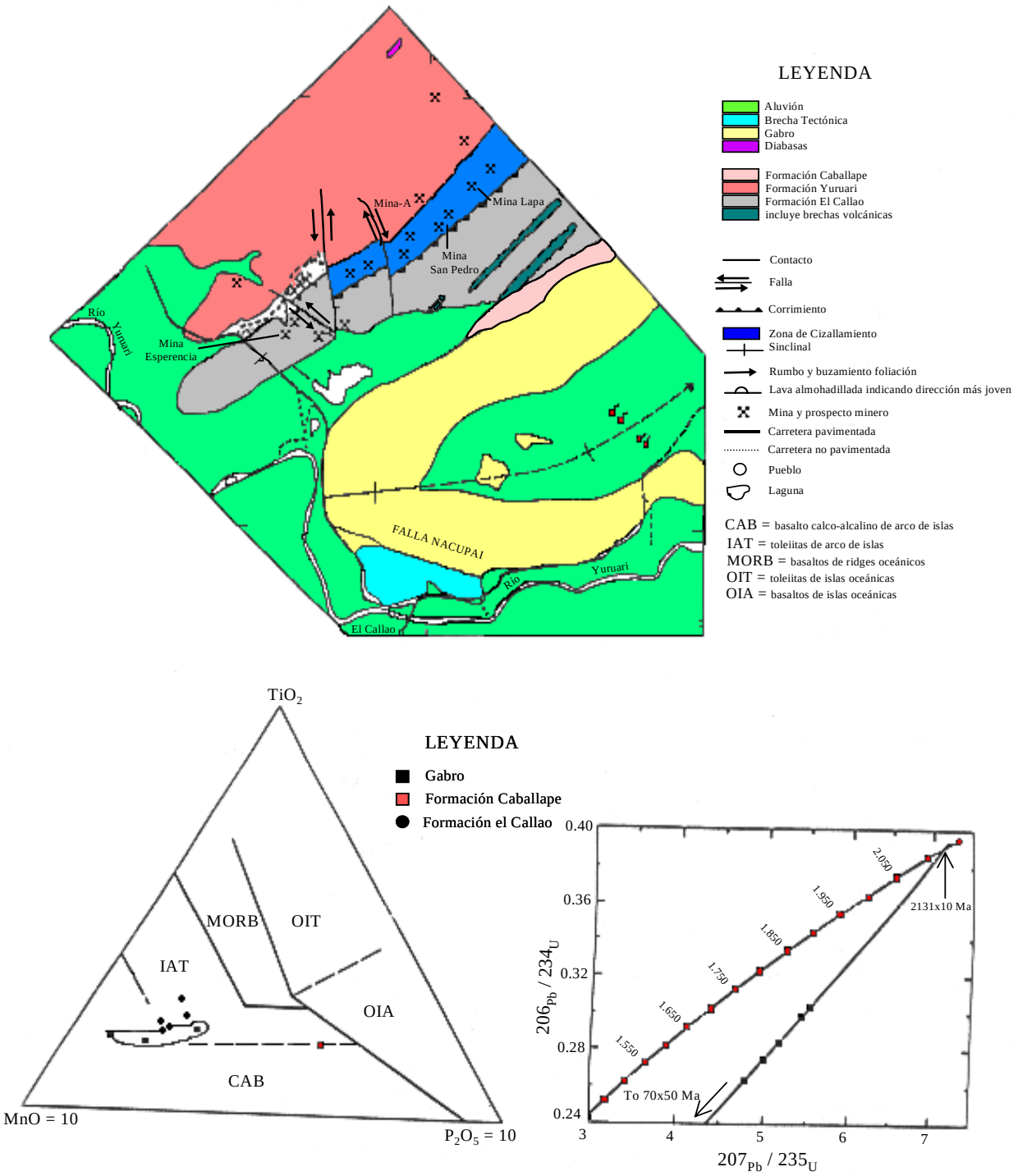


Figura 25: a) Geología General de la zona Lo Increíble, b) ploteo en triángulo TiPMn c) edad Pb/U en circones de tobas daciticas de la formación Yuruari (tomado de Gray y otros, 1.995)

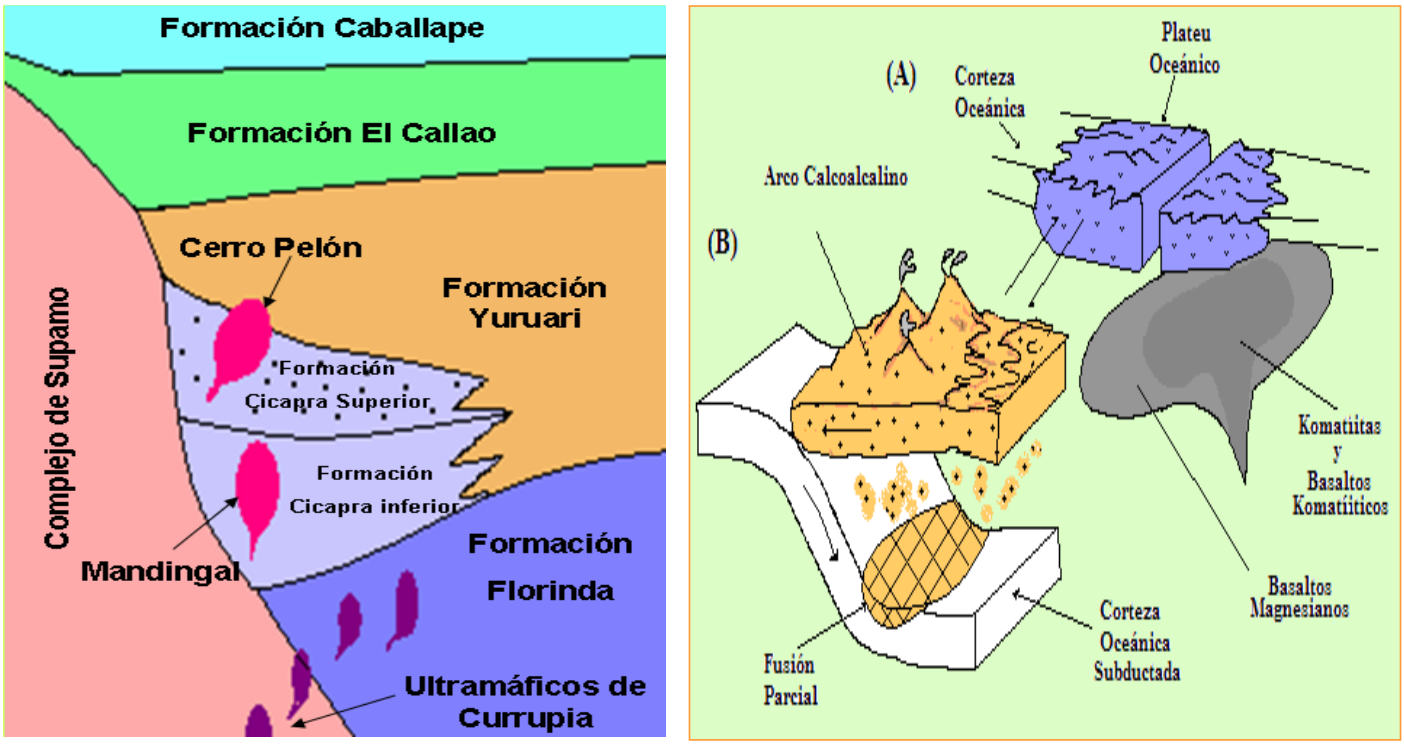


FIGURA N 25 A: SECUENCIA ESTRATIGRAFICA CRV GUASIPATI Y COLISIÒN DE ARCO MAGMATICO MADURO CON MAGMATISMO BIMODAL DE LA FORMACION YURUARI CON PLATEAU OCEANICO KOMATITICO DE LA FORMACION CICAPRA (tomado de Aponte, 2005)

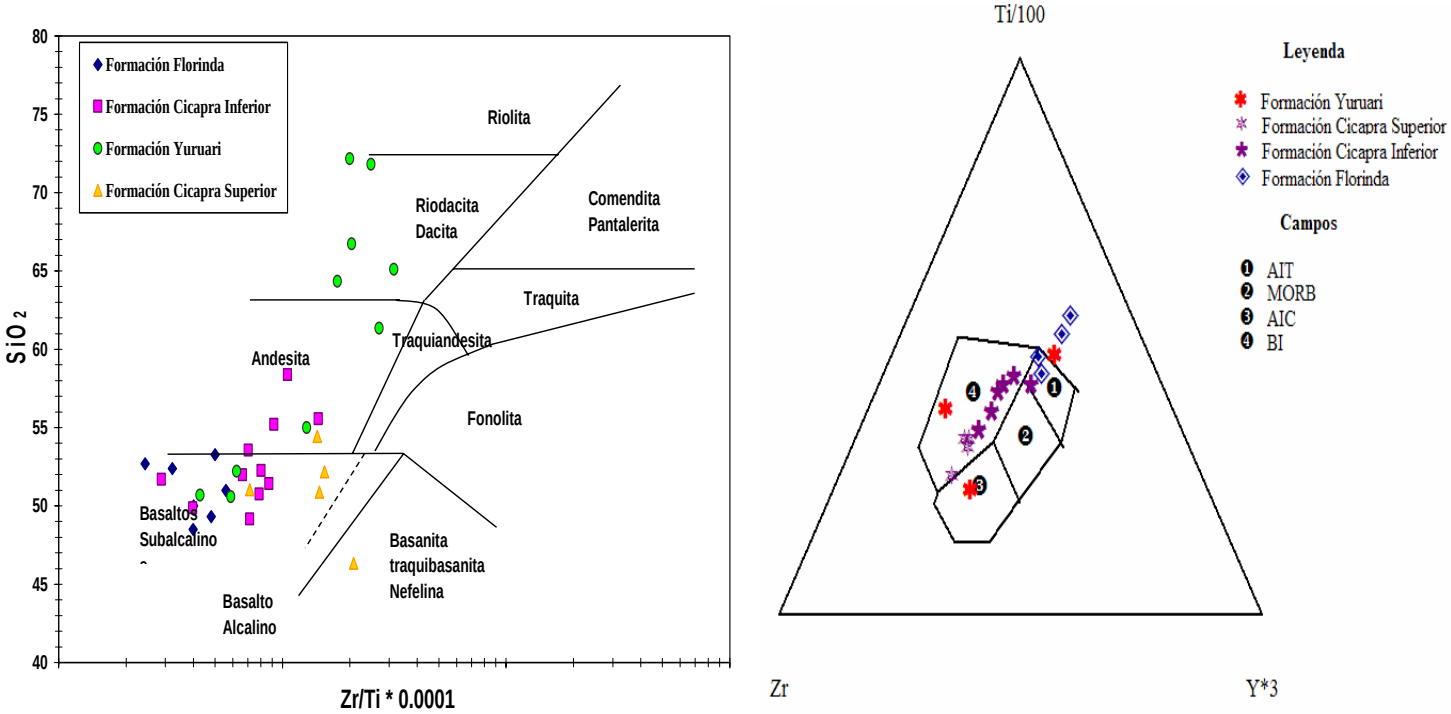


FIGURA N25 B: GRAFICOS SiO_2 VERSUS Zr/Ti y TRIANGULO Ti-Zr-Y DE ROCAS DE LAS FORMACIONES YURUARI, CICAPRA Y FLORINDA, MOSTRANDO SUS TENDENCIAS , SUBALCALINAS, THOLEITICAS DE ARCOS DE ISLAS, A BASALTOS DE ISLAS OCEANICAS O PLATEAU PARA LAS FORMACIONES FLORINDA Y CICAPR (tomado de Aponte 2005)

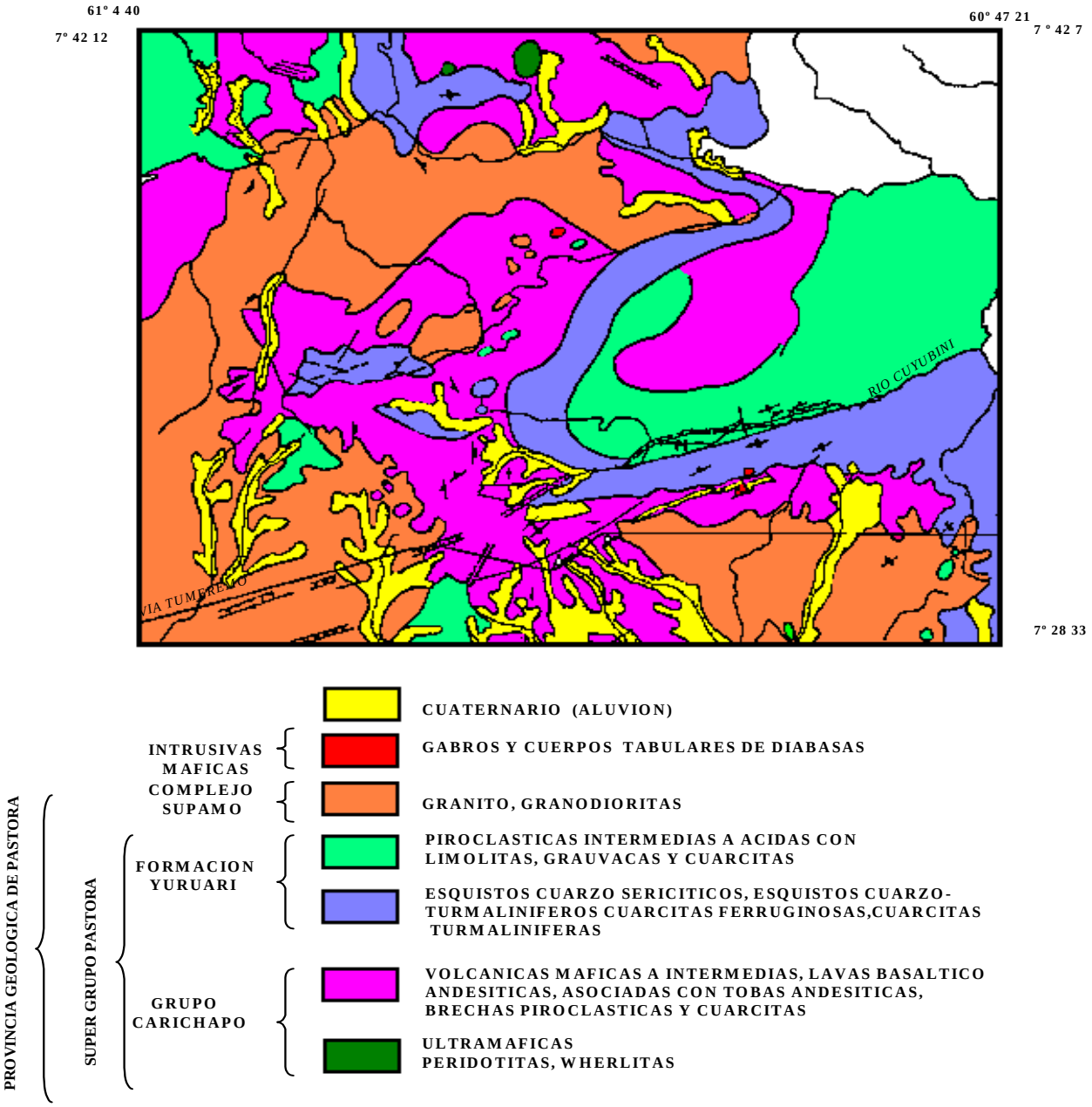


FIGURA N 26 **MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE BOCHINCHE**
(después de Salazar y Franco 1.998)

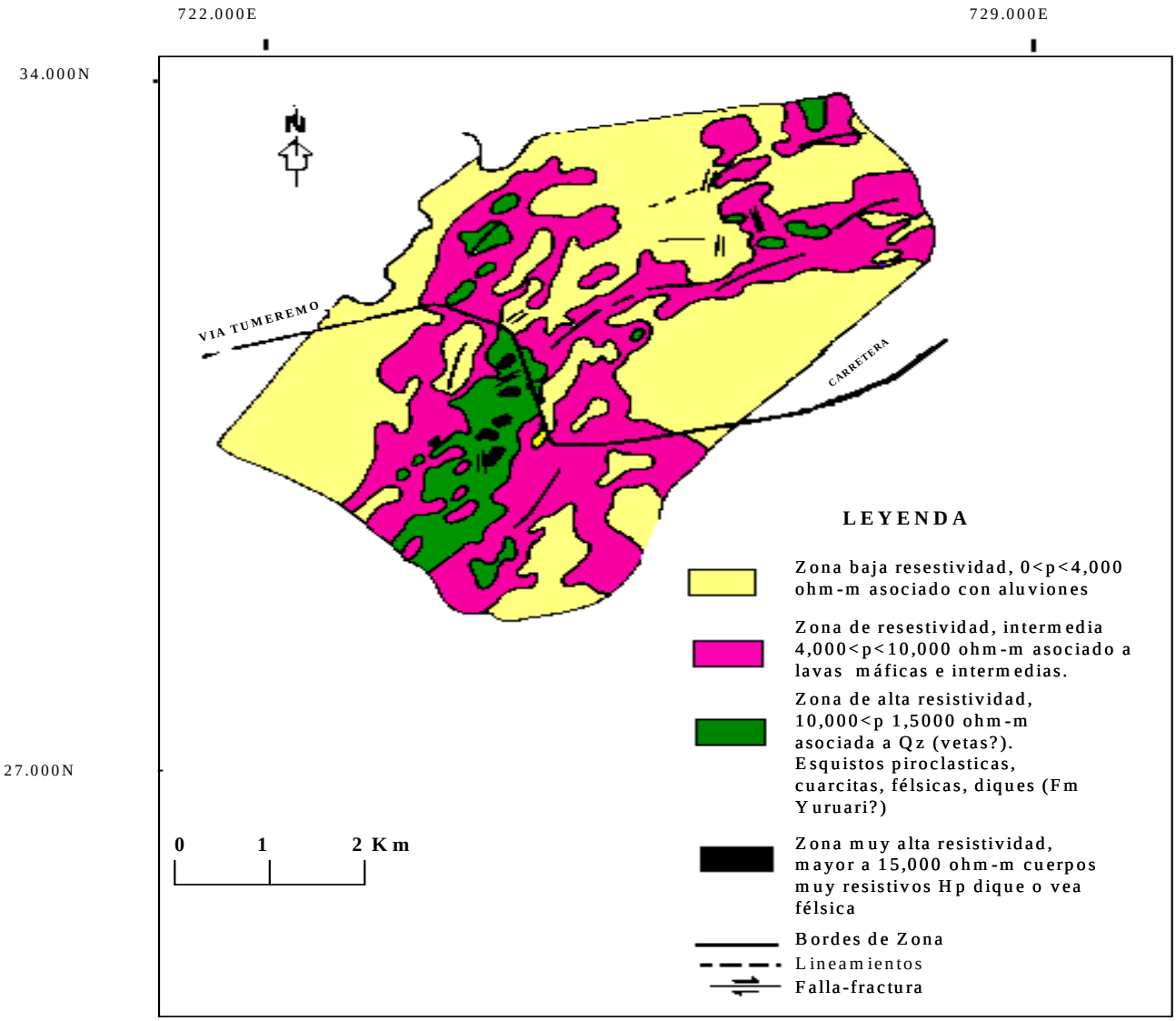


FIGURA N 27: **INTERPRETACION ELECTRICO-ESTRUTURAL DE LOS CRV DE BOCHINCHITO** (Tomado de Fernández, 1995)

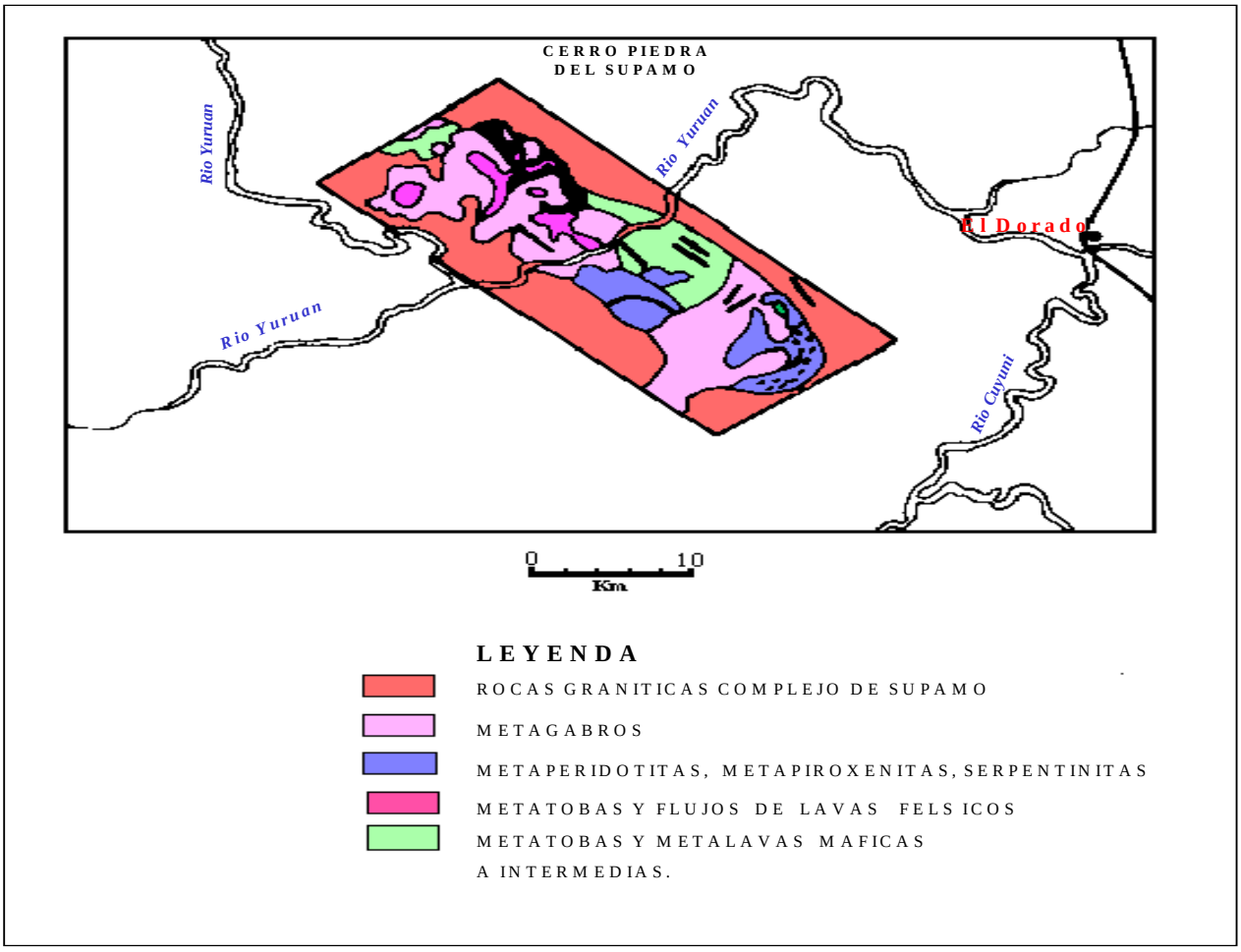


Figura 28.. SINTESIS DE LA GEOLOGIA DE LA SERRANIA DE VERDÙN
(Tomado de Gray y otros, 1995)

La Formación Cicapra, presenta un espesor de unos 2.000 m de paquetes alternantes, rítmicamente compuesto cada uno de tobas básicas submarinas, grauvacas turbiditicas y limolitas volcanogénicas, tobas liticas, tobas brechoides, aglomerados volcánicos y en el tope cherts hematitico-manganesíferos (BIF¿). Estas rocas estan metamorfizadas a la facies de esquistos verdes, con esquistos porfirobásticos formados de actinolita-epidota-biotita-albita, con poco cuarzo. De hecho muchas de estas rocas tienen composición química komatitica y basalto komatitica **(Figura 24**). Hildebrandt (2004) postula que la FC es una especie de "melánge teutónico" compuestos de roas sedimentarias pertenecientes al basamento y tobas y lavas basálticas equivalentes de la Formación Florinda y que por tanto debía desaparecer de la terminología de formación y se podría llamar asociación o unidad litodémica Cicapra.

Conforme con **Aponte (2005)** la FC se compone de dos partes: una parte superior, que aflora al sur de la Falla de Higuerote, compuesta de lavas basálticas komatiticas y otra parte inferior formada por rocas volcanoclásticas andesiticas y basálticas y rocas sedimentarias,incluso BIF. Geoquímicamente la parte inferior contiene más $Si0_2$ (50-58%) menos Mg0 (8-14%) y Al_20_3 (8-12%) correspondiente al campo basalto-andesita sub-alcalino que la parte superior (47-54%, 10-17% y 10-12% respectivamente) cercana o transicional al campo alcalino, incluso con alguna dudosa afinidad basanita. De cualquier forma, las rocas volcánicas se formaron en o cerca de un ridge o islas oceánicas o plateau oceánico komatitico, entre el arco de islas y las islas oceánicas, pero no en arcos de islas Esto involucra una posible conexión de tales magmas con plumas de calor que ascendieron hasta o cerca de la corteza oceánica. De hecho la presencia de rocas altas en Mg0 o komatiticas, de rocas alcalinas o basanitas y de BIF tiene los tres ingredientes básicos, faltando la parte de elevación geomórfológica, que apuntan hacia la acción de plumas de calor del manto en la corteza. La parte inferior presenta más baja relación Zr/Y (1.5-5) tipo subacondritico, menos Zr (42-82ppm) y alto Ti/Zr (46-90) que la parte superior (5.7-6.7, 115-148 ppm y 29-41, respectivamente) Geomorfológicamente ocupan áreas bajas planas y sus suelos son lateritas arcillosas color vino tinto. El contacto de Cicapra y El Callao es de cuña de falla, pero el contacto de Cicapra solo con Yuruari parece ser gradacional. Cicapra tiene buenos indicios para prospectar sulfuros masivos. En particular el contacto FC-Formación Yuruari.

La Formación Florinda fué inicialmente prospectada para oro por CVG Tecmin C.A. y redefinida por Menéndez (1.994), como equivalente a la parte inferior de la Formación El Callao y cuando ésta última está ausente se localiza infrayacente a la Formación Cicapra. Litológicamente la FF está compuesta de metabasaltos almohadillados, toleiticos-komatiticos o magnesianos, intercalados con rocas igneas posiblemente intrusivas alteradas con abundante talco y carbonatos, de composición komatitica y que se describieron originalmente (Menéndez, 1968) como serpentinitas de Currupia. Según Menéndez (1.994) algunas de las lavas komatiticas muestran textura espinefex, preservada localmente hasta en zonas anfiboliticas.

Estudios posteriores de Tecmin-USGS no confirmaron la presencia de texturas espinefex en las rocas ultramáficas. Según Hildebrand (1.994) las lavas de la FF tienen una gran similitud con las lavas de la Formación El Callao y debería ser un miembro inferior de esta y por lo tanto debería desaparecer bajo el nombre de formación En opinión del autor, **el**

contacto entre las formaciones El Callao y Yuruari es de falla inversa tipo corrimiento y también parece ser ese el caso para el contacto entre El Callao, competente, y Cicapra, menos competente, asi como también entre El Callao y Florinda y por lo tanto pueden no tener ninguna relación unas rocas de la FF con las de la FEC. Desde el punto de vista estratigráfico-geoquímico las rocas de Cicapra son las más komatiticas de todas y en concordancia con lo referido deben ser las más antiguas o inferiores en la secuencia del CRV y estan seguidas e interestratificadas, en parte, por las rocas toleiticas más jóvenes de la Formación El Callao. Todas estas unidades colidieron en el cierre del océano Pastora contra Imataca y luego fueron intrusionadas por rocas tipo TTG, pre-mineralización aurífera y por tanto son alóctonas.

La Formación Yuruari según Menéndez (1.968, 1.994) suprayace, concordantemente, a las formaciones El Callao y Cicapra. Sin embargo, al menos en Lo Increíble, la Formación El Callao está por encima de la Formación Yuruari, en contacto de falla inversa de ángulo bajo a intermedio. La FY se compone litológicamente de filitas, esquistos y metatobas félsicas, metalutitas negras de hasta 50 m de espesor. Los esquistos y filitas no parecen ser metasedimentarios, sino más bién tobas y lavas félsicas (dacíticas y riodacíticas) metamorfizadas. Cerca del contacto de las formaciones Yuruari-El Callao se observan pequeñas intrusiones pórfidicas félsicas en las lavas de El Callao (**Figura N 25).** Se ha interpretado que tales felsitas intrusivas en El Callao son comagmaticas y coevales con las felsitas de Yuruari. El espesor de la FY es de por lo menos 1.000 m y geomorfológicamente ocupa colinas bajas y sabanas, con vegetación tipo chaparros, con suelos lateriticos de colores amarillentos a algo rojizos.

Segund Hildebrandt (2004) la FY al contener gran cantidad de dacitas y diques daciticos a rioliticos implica un basamento continental y que se emplazaron en un arco magmático. Por otra parte la abundancia de sedimentos carbonáceos, implica condiciones reductoras extensas que puede darse en cuencas continentales o marinas restringidas. Respecto a su edad ese autor dice que puede ser más joven o más antigua que la Formación El Callao y que ambas son alóctonas.

Para Aponte la FF representa una asociación volcánica bimodal con algun aporte de BIF, de carácter calco alcalino y el contacto FF-FC representa la colisión de un arco de islas evolucionado versus un plateau oceánico komatitico relacionado a una pluma de calor.

En opinión del autor, vulcanismo bimodal al igual que las texturas porfídicas son tipicos de arcos magmáticos y las BIF están relacionadas a margenes pasivas, luego de cesar la subducción y el arco magmático, lo cual estaría también en conformidad con los sedimentos carbonáceos de cuencas continentales o marinas restringidas. El traslado tectónico pudo colocar rocas de El Callao, de Cicapra o de cualquier otra formación en contacto fallado y tipo corrimiento, como el observado en Lo Increíble, con la FF y nada tiene que ver con un choque de arco de islas maduro versus un plateau oceánico primitivo e inmaduro.

En la Región de Bochinche el Grupo Carichapo se puede dividir en tres unidades litotectónicas que al parecer de más joven a más antigua (Salazar y Franco, 1.994) son las siguientes (**Figura N 26):**

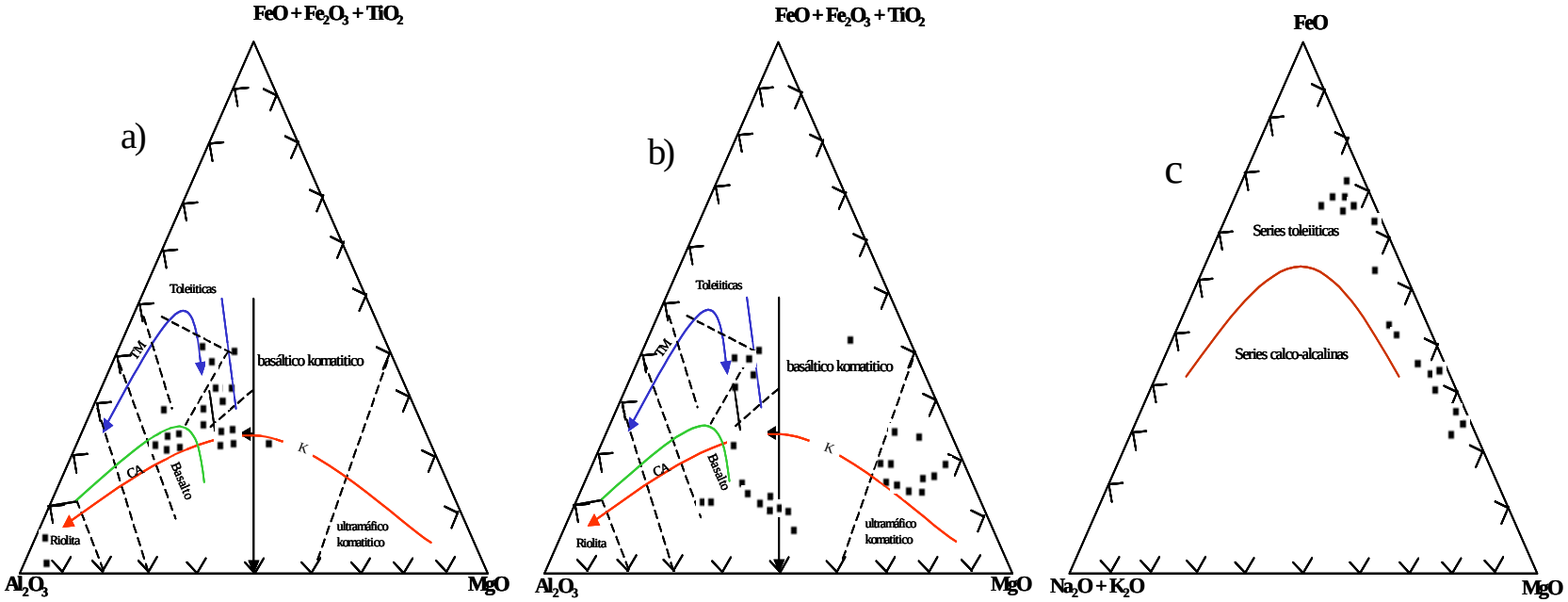


Figura N 29 **A) Diagrama Jensen (1.976) para rocas volcánicas máficas**
B) Diagrama Jensen para rocas máficas-ultramáficas
C) Diagrama FMA mostrando las características geoquímicas de las rocas máficas-ultramáficas de la Serranía de Verdún (tomado de Gray y otros, 1.995).

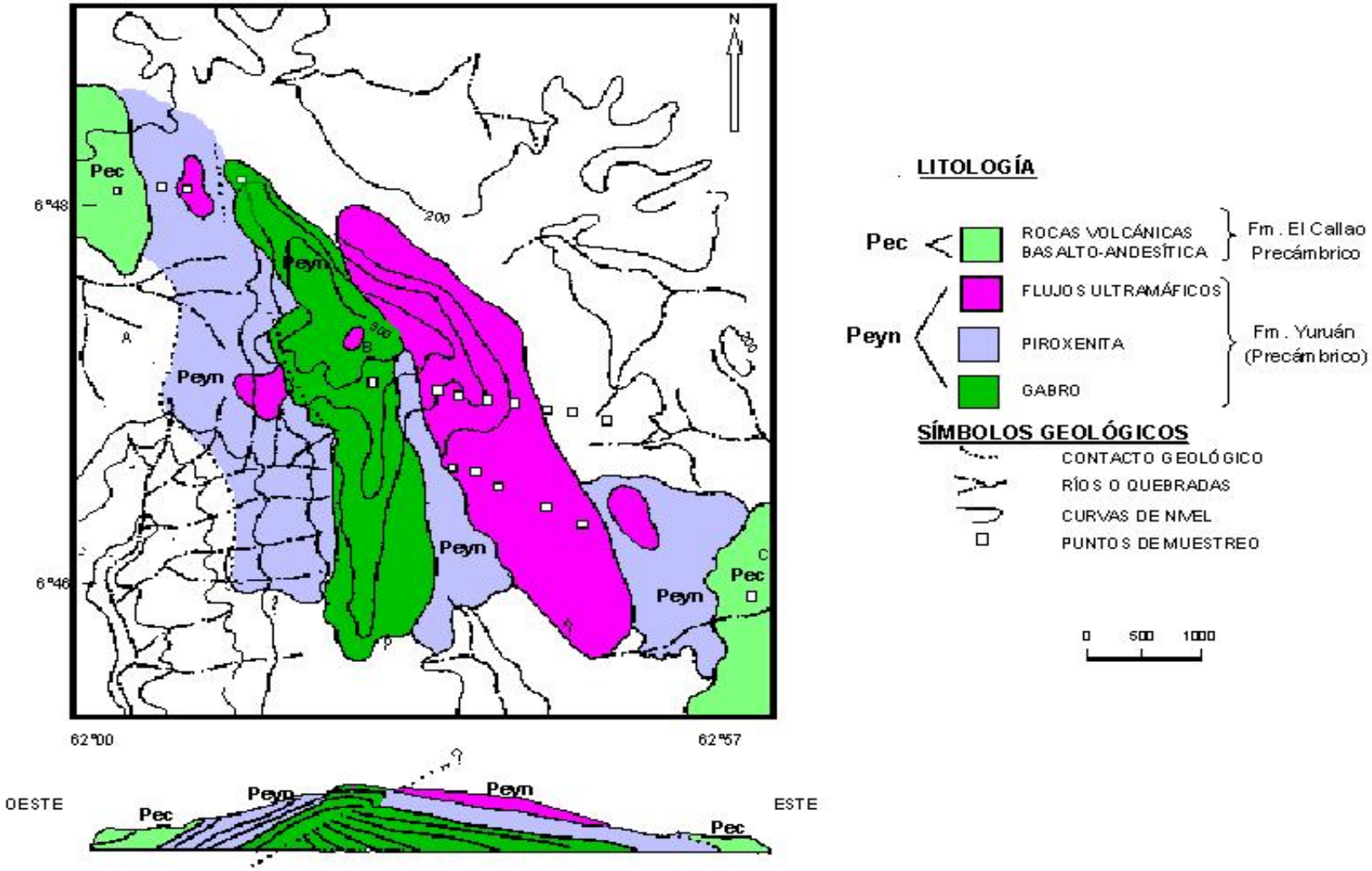


Figura N 30: GEOLOGÍA DE LA ZONA PRÓXIMA A LA CONFLUENCIA DEL RÍO YURUAN EN EL RÍO SUPAMO
(Tomado de Tosiani y Sifontes 1989)

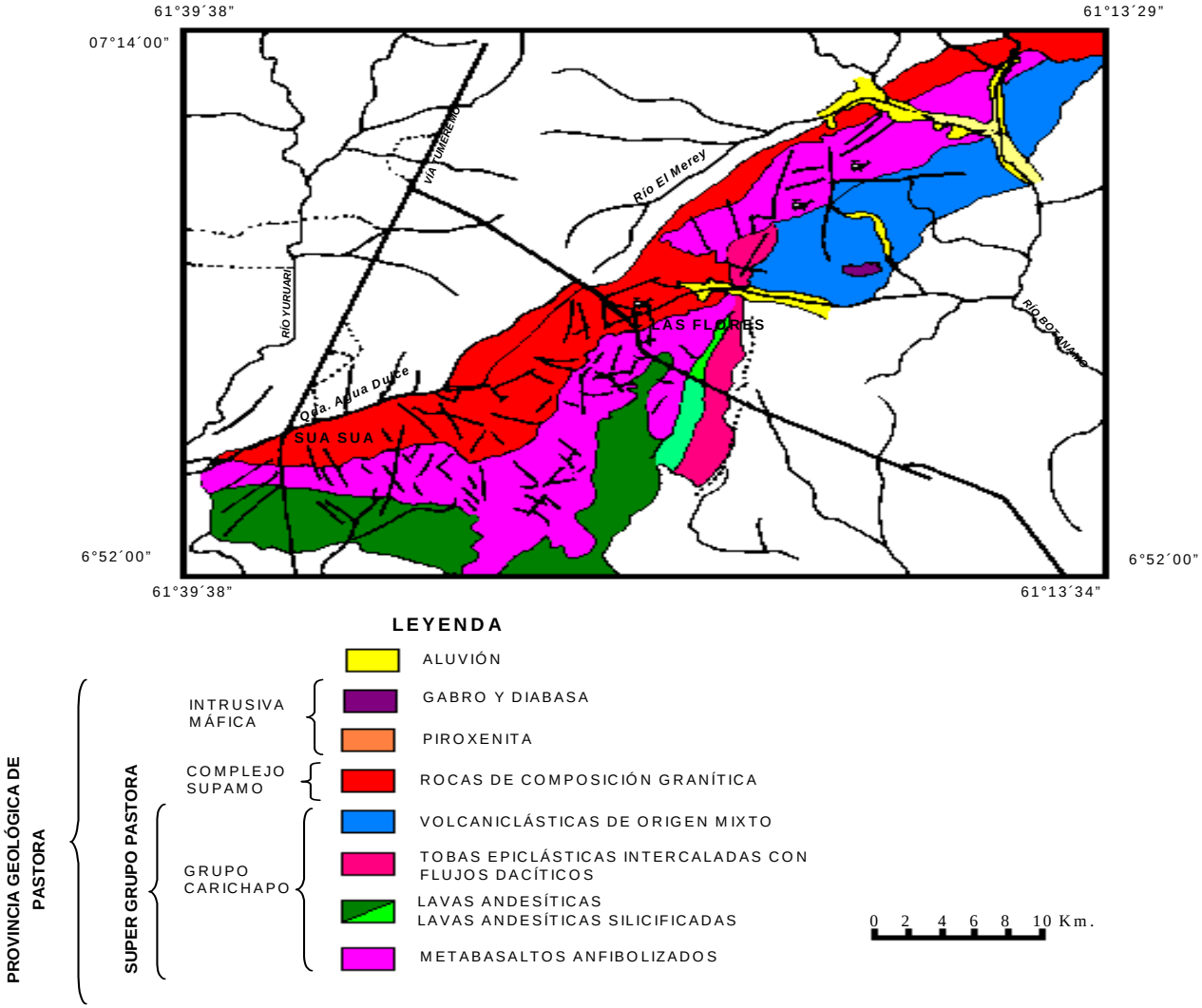


Figura N 31: MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DEL AREA DE LAS FLORES (Tomado de Salazar y Franco, 1989)

Figura 24. GEOLOGÍA GENERAL DEL ÁREA DE LAS FLORES
(Tomado de Salazar y Franco, 1989)

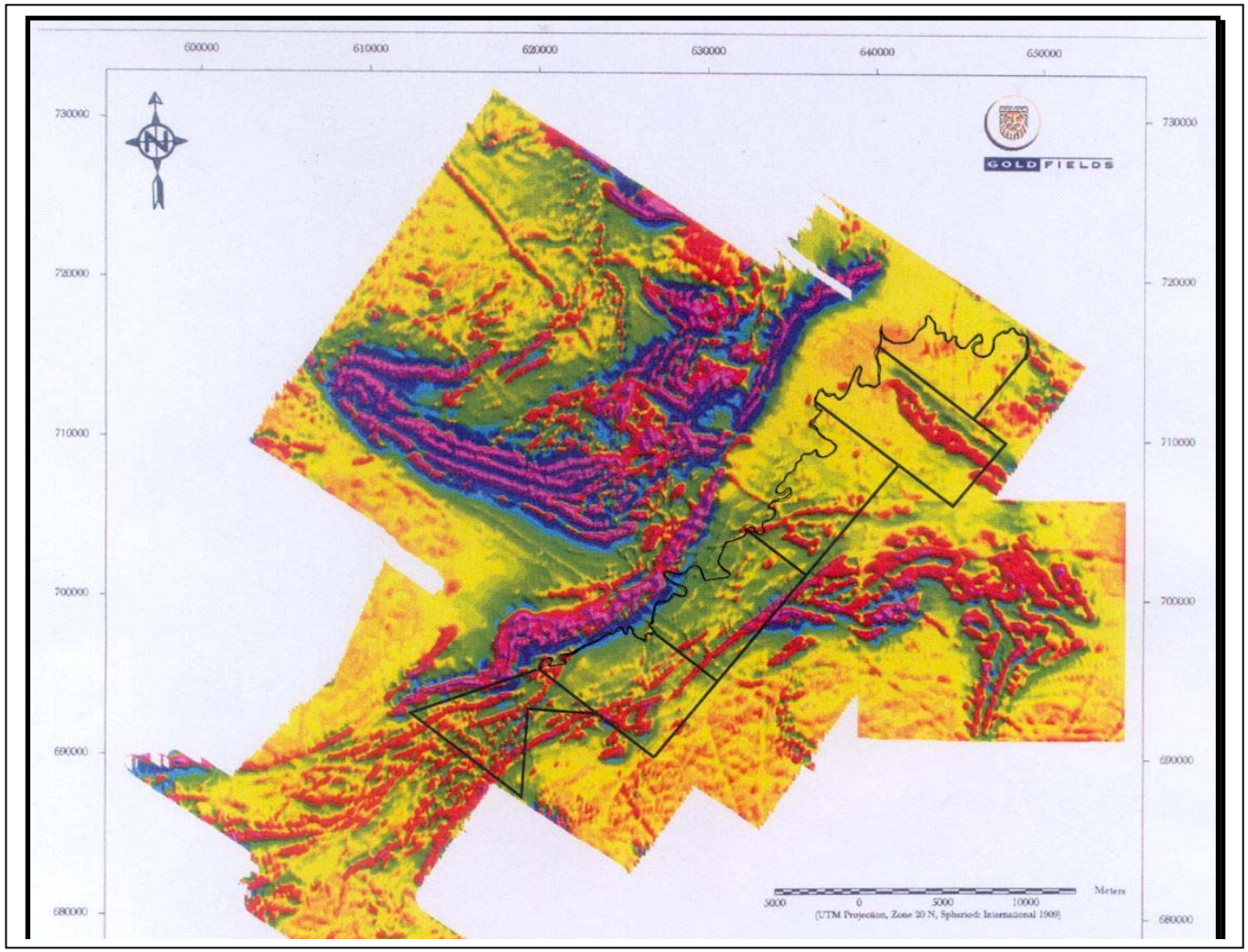


Figura N 32 a: Mapa aeromagnético regional mostrando en color azul-rojizo el Complejo Mafico-Ultramáfico Estratificado de Mochila (con permiso de la Compañía Chicanan Resources)

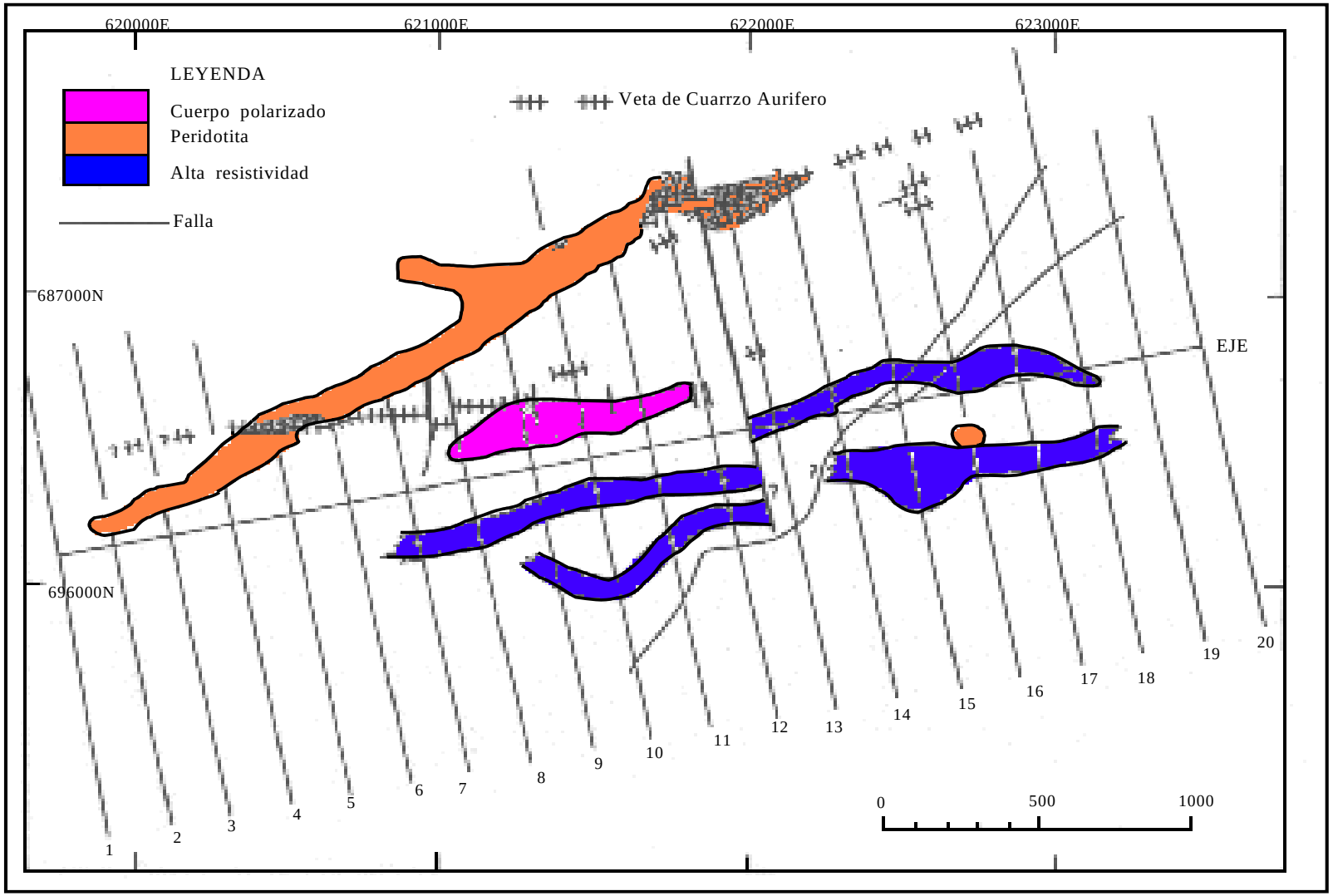


FIGURA N 32 VETA DE CUARZO AURIFERO, LOCALIZADA EN EL AREA DEL PISTON DE UROY (tomado de Page y Otros, 1.995)

1) **Formación Yuruari**, o su equivalente de la parte superior de la zona de El Callao, que yace en contacto de falla sobre la Formación El Callao y que se compone en Bochinche de filitas y esquistos grafitico-sericitico-cloriticos, meta-tobas, meta-arcosas y esquistos feldespáticos. La parte basal de la FY , formada de lavas y tobas dacíticas, está ausente en Bochinche. La Formación Caballape, con grauvacas, limolitas y tobas, suprayace discordantemente a la Formación Yuruari.

2) **Formación El Callao**, formada por basandesitas, brechas y jaspes, está intrusionada por un dique de diabasas que corresponde con la prolongación del Dique Laguna, de El Callao, y que en Bochinche se bifurca en dos diques.

3) **Unidad Informal N 1** de Tecmin (1.994) que subyace concordantemente a la secuencia anterior y se compone de basaltos komatiticos alterados con fuschita (como se puede observar en la Quebrada El Manguito) con algunas rocas meta-piroclásticas máficas y otras ultramáficas con actinolita-tremolita de grano fino.

En Bochinchito, Salazar y Franco (1.994) observaron (**Figura N 27)** que afloraban tres unidades del Supergrupo Pastora:

1) Una unidad de lavas máficas a intermedias del **Grupo Carichapo sin diferenciar.**

   a. Asociación de rocas piroclásticas de composición intermedia con esquistos cuarzo-sericiticos y cuarcitas ferruginosas carbonático-sulfurosas (BIF) de la **Formación Yuruari**

   b. Rocas graníticas del Complejo de Supamo.

En esa misma Zona de Bochinchito (Figura 27), Fernández (1.995) prospectó geofísicamente importantes anomalías magnéticas, relacionadas con cuerpos máficos-ultramáficos, de rumbo E-NE de forma tabular o sills, poco profundos (sin raiz), hasta 5 o más Km. de largo, en los cuales se localizan vetas de cuarzo y zonas silicificadas, con carbonatos, sulfuros y oro, por lo cual esta zona constituye un buen objetivo exploratorio de detalle que defina, caracterize e identifique recursos auríferos. Esta secuencia es algo parecida a la observada en Las Flores.

Como una extensión del CRV de El Callao, cerca de la confluencia del Río Yuruari con el Río Supamo, **de la Serranía de Verdún (Figura N 28)** Gray y otros (1.995) describen **un complejo máfico-ultramáfico estratificado, intrusivo en rocas máficas, basandesitas, del tipo Grupo Carichapo**. En este complejo, los gabros son las rocas más abundantes y varían de cúmulos piroxénicos a plagioclásicos. Los gabros y las rocas ultramáficas ocupan la cresta y las partes más elevadas de la Serranía de Verdún, mientras que las basandesitas ocupan las partes más bajas (geomorfología inversa a lo observado en la región de El Callao). Este complejo máfico-ultramáfico presenta altos contenidos de sulfuros (15% a 20%) tales como pirita, pirrotita y calcopirita y representa un buen prospecto para explorar y localizar concentraciones importantes de sulfuros masivos con niquel-cobre, cromita-platinoides, oro y otros metales. Geoquimicamente las rocas volcánicas de Verdún son basandesitas toleiticas,

formadas en un arco de islas intraoceánico (¿), no lejos de un rift o dorsal oceánica, y ploteadas en un diagrama AFM y MgO-oxidos muestran claros vacios o "gaps" con las rocas plutónicas máficas-ultramáficas, indicando claramente que no son comagmaticas con ellas (**Figura N 29).**

Por otra parte, **Tosíani y Sifontes (1.989) estudiaron el mismo Complejo de Verdún (Figura N 30)** para el cual postulan una historia totalmente opuesta a la anterior. Según estos autores la secuencia observada es la siguiente para la cual proponen el término de **Formación Yuruan:**

a) **Un núcleo de rocas gabroides,** de unos 750 m de espesor, ricas en clinopiroxenos, localmente anfibolitizados.

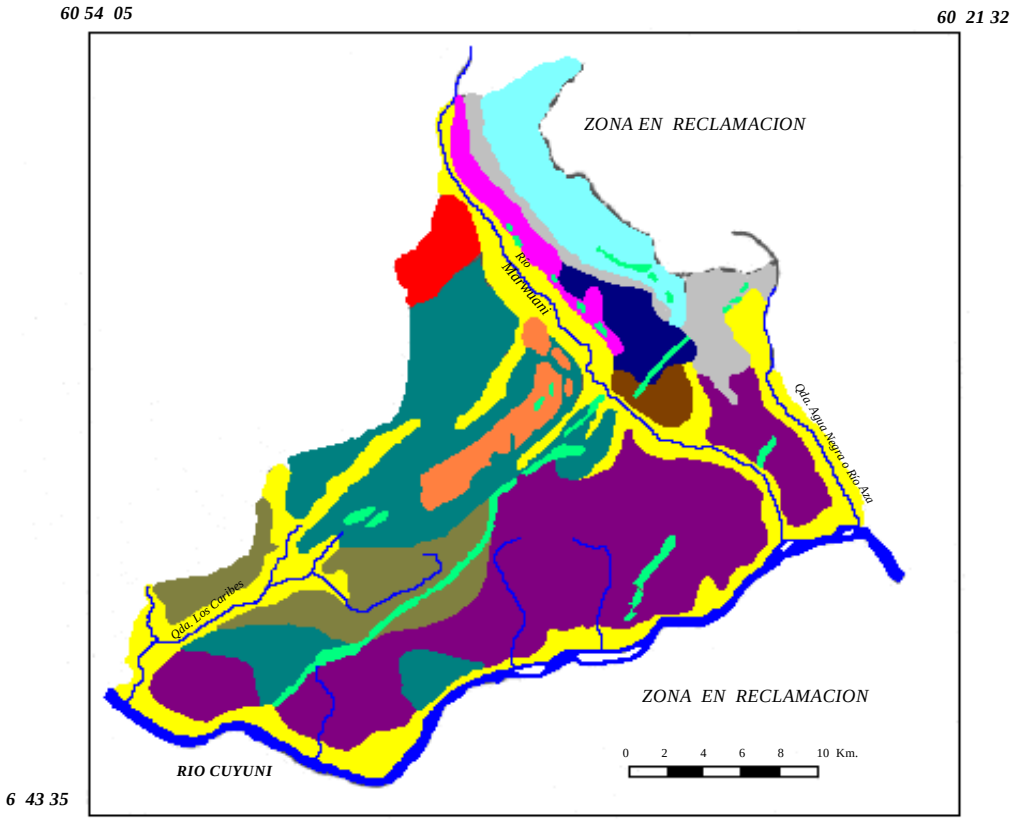
b) **Los flancos del antiforme estàn ocupados por piroxenitas,** de unos 250 m de espesor, intercalados con gabros.

c) **Hacia el tope y sobre todo en el flanco Oeste, encima de las piroxenitas, afloran horizontes de hasta 5-10 m de espesor de flujos de lavas ultramàficas (komatitas con textura de cúmulos de olivino).** Según estos autores, en algunos cantos rodados se observò textura espinefex (agujas de olivino ± radiales en piroxeno). Sobre estos flujos, por meteorizaciòn tropical lluviosa se han desarrollado suelos de color rojo púrpura con abundantes magnetitas y valores anòmalos altos de Cr, Ni, Co. Dentro de las komatitas y piroxenitas se localizan vetas de cuarzo con abundante turmalina. Para Tosíani y Sifontes (1.989) la Formación Yuruan es màs antigua que la Formación El Callao y en general que el Supergrupo Pastora.

Contrariamente, para Gray y otros (1.995) las rocas de este Complejo de Verdún, denominado por Tosíani y Sifontes (1.989) como **Formación Yuruan**, son intrusivas, más jóvenes, en las rocas volcánicas basandesitas del tipo Grupo Carichapo (Formación El Callao y relacionadas) y además las rocas ultramáficas no son volcánicas ni presentan textura espinefex, sino que son rocas ultramáficas plutónicas, altas en Mg0, o sea peridotiticas.

En la visión del autor, estos complejos máficos-ultramáficos no son del tipo de Sudbury ni mucho menos del de Busheveld, tanto en su dimensión y ambiente intrusivo como por la cantidad de rocas ultramáficas y máficas con altos contenidos de olivino (y consecuente de Mg0), versus el alto contenido de Fe de los anteriores. Esta secuencia de Yuruan parece similar a la del CRV de Kambdala, Australia. Por otra parte rocas komatiticas, post-Pastora son escasas, en cambio pre-Pastora son más abundantes y por lo tanto el complejo máfico-ultramáfico podría ser pre-Callao en edad. Finalmente, ofiolitas, o parte de ellas, primitivas cercanas a los 2.000 Ma en edad, intrusivas en CRV primitivos, no evolucionados, tipo Pastora, desarrolladas detrás del arco de islas, explicaría la interpretación de Gray y otros (1.995), se localizen o no las rocas intermedias entre las volcánicas y las plutònicas (diabasas o similares). En cualquier caso se recomienda efectuar una revisión detallada de campo que soporten la postulación de Tosíani y Sifontes (1.989) o la de Gray y otros (1.995) o la visión ofiolitica del presente autor para las rocas máficas-ultramáficas de Yuruan.

En **Las Flores**, Tumeremo via Anacoco **(Figura N 31**), Mendoza y Graterol (Tecmin,1.985 informe inédito) describieron y perforaron dos complejos máficos-ultramáficos con valores



LEYENDA

- ALUVION
- INTRUSIVAS MAFICAS: GABRO Y DIABASA
- GRANITO POST-SUPAMO: GRANITO DE VUELVAN CARAS
- PROVINCIA GEOLOGICA DE PASTORA / GRUPO BOTANAMO / FORMACION LOS CARIBES: UNIDAD SUPERIOR FILITAS Y META-LIIMOLITAS ROJAS ARENISCAS ROJAS CONGLOMERADOS POLIMICTICOS Y META-ARCOSAS
- FORMACION LOS CARIBES: UNIDAD INFERIOR META-ARCOSAS LITICAS Y CONGLOMERADOS POLIMICTICOS
- FORMACION CABALLAPE: META VOLCANOCLASTICAS FELSICAS CON INTERCALACIONES DE FILITAS Y ESQUITOS
- FORMACION CABALLAPE: META-VOLCANICAS FELSICAS, META-VOLCANOCLASTICAS FELSICAS CON INTERCALACIONES DE ESQUISTOS CUARZO SERICITICOS, META VOLCANOCLASTICAS ANDESITICAS CON INTERCALACIONES DE ESQUITOS EPIDOTICOS-CLORITICOS-SERICITICOS, META-LAVAS ANDESITICAS, BRECHASVOLCANICAS ANDESITICAS,CHERT.
- SUPER GRUPO PASTORA / FORMACION YURUARI: META-LIMOLITAS GRAUVAQUICAS, META-GRAUVACAS Y ESQUISTOS CUARZO SERICITICOS Y CHERT
- FORMACION YURUARI: METALIMOLITAS, FELSITAS, CHERT
- FORMACION YURUARI: ESQUISTOS SERICITICOS Y, FILITAS, CHERT
- GRUPO CARICHAPO: UNIDAD SUPERIOR META-TOBAS FELSICAS, ESQUITOS CUARZO CLORITICOS-SERICITICOS, META-VOLCANOCLASTICAS ANDESITICAS, CHERT Y CHERT FERRUGINOSO
- GRUPO CARICHAPO: UNIDAD INFERIOR META-LAVAS, BASALTO-ANDESITICO, META-TOBAS ANDESITICAS, META-RIODACITAS, CHERT

FIGURA N 33: GEOLOGIA SIMPLIFICADA DEL AREA DE MARWANI (Tomado de Salazar y Franco, 1994

anómalos de Cr, Ni y Cu: uno basal, tectonizado y metamorfizado, asociado a rocas basálticas tipo Formación El Callao; y otro complejo máfico-ultramáfico, más joven, intrusivo en basandesitas tipo Formación El Callao y hasta en granitos de Supamo. Lo anterior sugiere que en la provincia Pastora no solo existen CRV y CRV distintos en edad (Pastora y Botanamo no deben ser los únicos CRV de la PP), composición y evolución y lo propio respecto a granitos y granitos, sino que también es aplicable a que hay varios tipos de complejos máficos-ultramáficos de diferentes edades, evolución, composición y potencial económico.

Al SE de Verdún , en el **Pistón de Uroy**, Wynn y otros (1.995) estudiaron una veta de cuarzo aurífero de 1 a 8 m de ancho por 3.000 m de longitud, de rumbo E-W, buzamiento alto N/S , con fallamiento NW. emplazada en una zona de cizalla, intrusiva en un complejo máfico-ultramáfico, con abundantes piroxenitas (**Figura N 32).** La veta presentó un promedio bajo en oro de 300 ppb y se identificaron minerales de platino (esperralita, PtAs2, moncheitas, Pt,Fe,Ir, worthita Pt,Ir,Rh,As, S) y minerales de cobre y zinc, para un potencial depósito VMS. Al Sur de Uroy, en la **Quebrada La Franela**, sobre este complejo de rocas máficas-ultramáficas se depositaron rocas sedimentarias y tobáceas, de colores verdosos con pirita en las partes inferior y media de la sección a areniscas cuarciticas rojizas sin piritas, que Alberdi y Contreras (1.995) denominaron **Formación Urico** y sobre éstas se depositaron conglomerados y areniscas cuarciticas denominadas por esas autoras como **Capas de Abaren** , correlacionadas con la parte inferior del Grupo Roraima. Sobre este punto volveremos luego al referirnos a la propuesta de Briceño y otros (1.989) de introducir el Supergrupo Roraima. .

En la Región de El Dorado-Km 88 el Grupo Carichapo, compuesto de metabasaltos y andesitas anfibolitizadas, aparece sin diferenciar en la parte Norte y está prácticamente ausente al Sur de El Dorado. Por el contrario, el Grupo Botanamo cubre una gran extensión y se diferencia en varios cinturones ciclicos o similares, globalizados como "Formación Caballape", formada por abundantes brechas de flujo de composición dacitico-andesiticas, lavas y tobas intermedias a félsicas, intrusiones de rocas gabroides a dioriticas, siendo las grauvacas y limolitas escasas, es decir que se trata de una secuencia bastante diferente de la Formación Caballape cercana a El Callao. **Entre Anacoco y Marwani** afloran varios diques de diabasas, cuarzo-noritas y rocas asociadas, de tendencia de rumbo NE, aunque en la zona de choque del CRV de Pastora de trend NW versus el CRV Botanamo de trend NE, del Río Marwani los diques **(Figura N 33)** tienen adicionalmente también la tendencia NW, siguiendo la dirección de la evolucionada **sutura a graben tectónico del Marwani.**

Al Oeste del Río Caroní afloran metabasandesitas anfibolitizadas de **la Formación Carapo (Martín, 1.974, 1.979**), equivalentes al Grupo Carichapo, discordantes **sobre gneises de El Cedral (gneises de Manamundo y gneises de Las Yeguas),** todos ellos correlacionables con los gneises del Complejo de Supamo. Las **Formaciones Cachimbo y Aza (Grupo Caroní)** con dacitas, filitas feldespáticas, turbiditas dacitico-andesiticas y volcanoclásticas equivalentes, respectivamente, descansan concordantemente sobre rocas de la **Formación Carapo** y son correlacionables con la **Formación Yuruari** al Este del Caroní. Espejo (1.974) observó cerca de El Manteco, al Este del Caroní, una serie de basaltos anfiboliticos, denominádolos según su textura A,B,C, (granos fino, medio y grueso respectivamente), por encima de la Formación Yuruari, pero idénticos a rocas del Grupo

Carichapo, en particular a la Formación El Callao, que aquí denominó como **Formación La Cuaima.** Martín (1.974) llamó a rocas similares aflorantes al Oeste del Caroní **Andesitas de El Caruto**. Rocas del tipo Grupo Botanamo no afloran en el área de El Manteco, Este del Río Caroni, pero si parecen aflorar al Oeste del Caroni, donde Martín las designó como **Grupo Chiguao**, constituído por la **Formación Chara** (grauvacas y limolitas de composición dacitico-andesitica) **y la Formación Maracapra** (areniscas y conglomerados rojos) posibles correlativas de las formaciones Caballape y Los Caribes, respectivamente.

Sobre el Complejo de Imataca se observan remanentes erosionales de CRV similares y correlacionados con los de la región de El Callao (Kalliakoski, 1.965)**. El CRV de La Esperanza lo representa el Grupo Real Corona** con basandesitas tipo El Callao aquí nombradas **Formación El Peñón** y por anfibolitas similares a las anfibolitas del Grupo Carichapo bajo el nombre de **Anfibolita de Danta**, que pasan concordantemente a niveles superiores a **Cuarcitas de Mapares y Conglomerados de Zárate**. Los niveles más superiores culminan con grauvacas y conglomerados grauváquicos de la **Formación Taipana**, similar a la Formación Caballape aflorante cerca de El Callao. En El Torno, rio Orinoco, afloran lavas basálticas almohadilladas y anfibolitas, también nombradas como Anfibolitas de Danta, muy similares a las rocas de la Formación El Callao. La Anfibolita de Danta, con tendencia NE, paralela a la Falla de Guri, se extiende hasta Río Claro en el Río Caroni, donde se le da el nombre **de Anfibolita de Rio Claro**. Menéndez (1.994) resume la estratigrafía de los CRV de Guayana en la **Tabla 6.**

Grupo Botanamo

Benaim (1.972) definió al Grupo Botanamo al Sur de la Región de Guasipati, en el CRV de El Dorado-Marwani, como consitutído por las formaciones Caballape y Los Caribes.

Las rocas de la **Formación Caballape** yacen discordantemente sobre rocas del Supergrupo Pastora y en general no son cortadas por intrusiones de granitos del tipo Complejo de Supamo, es decir que claramente son de edad post-Pastora y post-Supamo. El LEV (1997) publica una columna con granitos del Complejo de Supamo reactivado en el Grupo Botanmo. En la zona de El Callao-Tumeremo, Quebrada Caballape, aflora una buena sección de grauvacas gradadas, limolitas y conglomerados (80%) con cantidades menores de tobas, brechas y flujos piroclásticos de composición andesitica a riodacitica que según Benaim (1.972) corresponde a la parte inferior o basal de la Formación Caballape. Esta secuencia fue intrusionada por sills de gabros y fueron conjuntamente plegados, replegados y metamorfizados con ella, como se observa en los desarrollos mineros de McKenzie y Charles Richard de la mina aurífera Tomi, explotada a cielo abierto y localizada a unos 12 Km. al NE de El Callao y próxima a la Quebrada Caballape.

Day y otros (1.995) y Salazar y Franco (1.994) establecieron que en el área de **Anacoco (Figura 34)** la Formacón Caballape consiste de un 80% de flujos volcánicos basálticos a daciticos, algunos con desarrollo de almohadillas, asociados a rocas piroclásticas y un 20% de brechas y grauvacas con intercalaciones de capitas delgadas (1-5 cm de espesor) de argilita

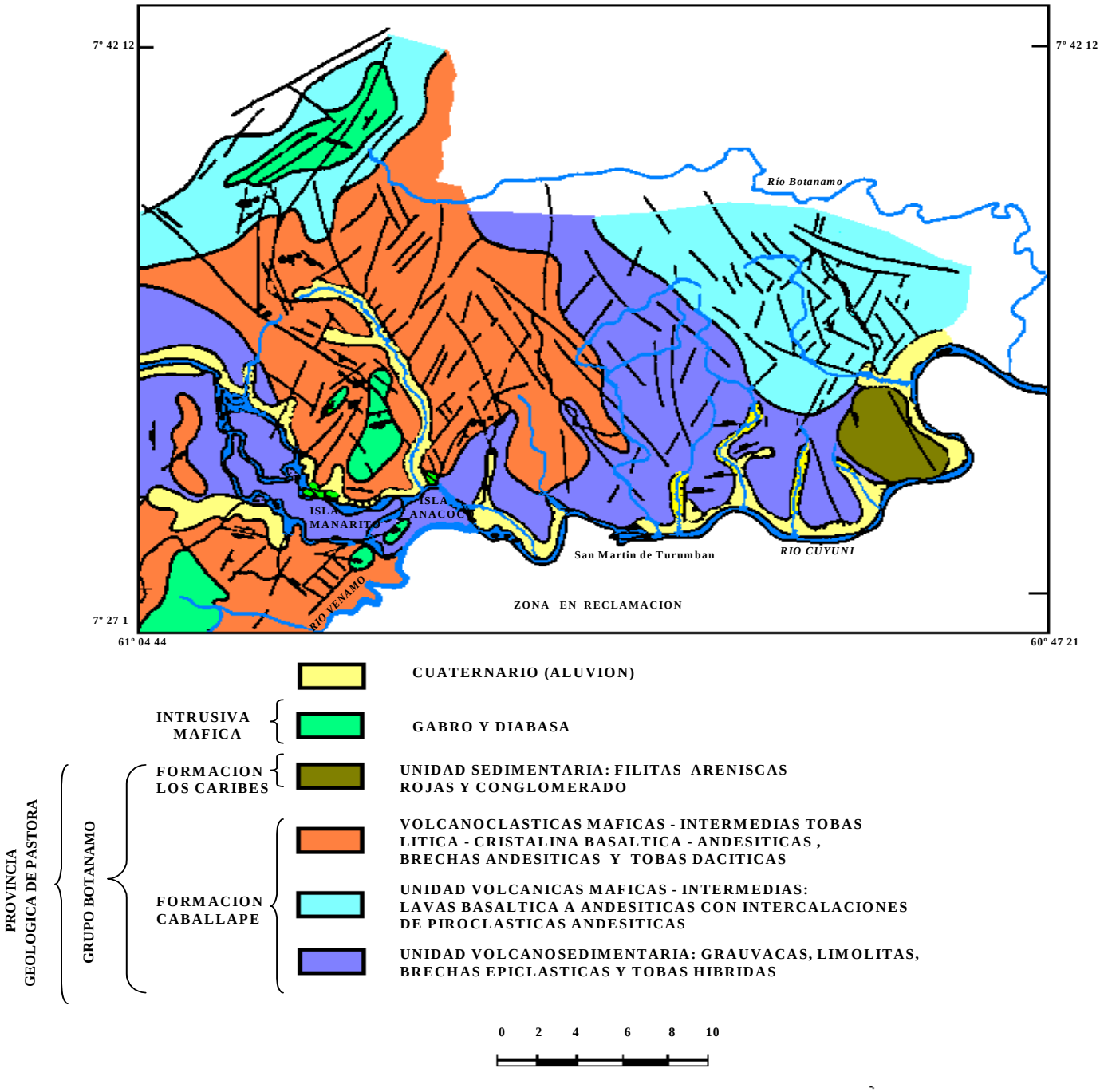


Figura N° 34: GEOLOGIA GENERAL DEL AREA DE ANACOCO
(Tomado de Franco y Salazar, 1989

lutitas. Sea o no esta la parte media y superior de Caballape, **los referidos autores sugieren restringir el uso de Formación Caballape a su localidad tipo cerca de El Callao**. El espesor mínimo de esta formación es de 5.000 m en la zona de El Callao (Menéndez, 1.968). Al Sur de la Isla de Anacoco en el Rio Venamo, aflora una sección de unos 3000 m de espesor, serie de lavas andesiticas, localmente con almohadillas, intercaladas con tobas andesiticas con dos horizontes de brechas ignimbriticas, atravesadas por vetas de cuarzo, que Benaim, (1997) denominò como **Formación Venamo,** equivalente quizás en tiempo a la Formación Los Caribes. Para el autor de este trabajo, la FV corresponde en gran parte a la asociación referida por Day y otros (1975), y a las secciones de La Camorra y El Dorado, pero se requieren de estudios màs detallados en especial geoquímicas y geocronlògicos para determinar mejor la litotestratigrafìa de la misma.

En el río Botanamo, a pocos Km. de su confluencia con la Quebrada Los Caribes, se observa una mayor abundancia de filitas de la "Formación Caballape" que gradan de colores verdosos, algo piriticas, de ambientes reductores, a rojizas, sin pirita, de ambientes oxidantes y de alli en adelante al resto de la litología típica de la **Formación Los Caribes** que consiste de una intercalación de filitas grises y verdosas que gradan a rojas, que son las más abundantes y se interestratifican con areniscas rojas, con conglomerados polimicticos, limolitas y algunas tobas félsicas. El paso de la "Formación Caballape" del Rio Botanamo a la Formación Los Caribes fué transicional y gradacional y asi parece ser también el cambio de una atmósfera cada vez menos reductora a una atmósfera cada vez más oxidante en la medida que nos acercamos a rocas con edades cercanas a los 2.0 Ga como es el referido caso

En el àrea de Anacoco-Botanamo las rocas de Caballape están carentes en general de intrusiones graníticas del Complejo de Supamo, aunque localmente se observan xenolitos tipo Caballape en Supamo cerca de El Callao, por reactivaciòn posiblemente del basamento, y registran, por el contrario, intrusiones gabroides, sin y postectonicas e intrusiones de rocas graníticas más jóvenes, ricas en potasio; presentando muy bajo grado metamórfico, subesquistos verdes (clorita, lawsonita-prenita, epidoto) con plegamiento sinforme amplio y suave, en contraste con el estilo apretado, isoclinal de plegamiento de Pastora. Para el autor del presente trabajo, existe una **discordancia y disconformidad entre Pastora y Botanamo** no solo en el estilo de deformación como lo sugirió Menédez (1.968), sino que también en los ambientes de formación de cada uno, composición litológica, edad y evolución: arcos de islas primitivos oceánicos, más antiguos, con pocos sedimentos, de carácter komatitico a toleitico de Pastora; a arcos de islas más evolucionados, más jóvenes, relacionados a una zona de subducción, con rocas calcoalcalinas y abundancia de sedimentos que van desde zonas de surcos delante del arco (en la base de Caballape cerca El Callao), hasta cercanos a la linea de costa, muy someros, a continentales en el tope (Formaciòn Los Caribes al Este del Rio Botanamo). La zona de choque tectónico o sutura de ambos CRV, y/o rocas de arcos de islas ,de Pastora y Botanamo se observa con toda nitidez en las imágenes de radar, correspondientes a la zona del Río Marwani, como fue estudiado por CVG Tecmin y que se denomina **Sutura Marwani,** que se produjo durante el "Collage" de fines del Transamazónico, que dío origen al Supercontinente Atlántica**.** En Las Cristinas otras facies ricas en andesitas y pòrfidos andesiticos con areniscas inmaduras, parecen haberse desarrollado en un arco magmático tipo Andes. En todo caso debería retringirse el uso del término Formaciòn Caballape sólo a la secuencia cercana a El Callao, como lo sugirieron Day

y otros (1.995) y por lo tanto el Grupo Botanamo, con la Formaciòn Los Caribe muy distante de la Formaciòn Caballape de El Callao, parece no tener razón de uso y serìa aplicable el criterio de Santos Ghosh (1985) que excluye a la Formaciòn Los Caribes de la secuencia de CRV y la coloca como una formación más similar a Roraima pero más antigua y metamorfizada que ella, es decir pre-Roraima. La Formación Los Caribes es posible equivalente de las formaciones Urico, de los Conglomerados Polimicticos de la Quebrada Pacheco, de Maracapra, Cinaruco, Guapuchí y La Esmeralda, Ston y Murawa de Guyana y Suriname, entre otras formaciones pre-Roraima y post-Cuchivero (¿). Sin embargo, Sidder y Mendoza (1.995) si consideron a la Formaciòn Los Caribes como parte de un CRV. El presente autor propone se redefinan y separen los siguientes tèrminos: a) Formaciòn Caballape, post-Pastora, en la zona próxima a El Callao, b) Formaciòn Venamo de Anacoco-Venamo-El Dorado, c) formaciones Botanamo y Los Caribes del Grupo Marwani (a definirse) y d) Formaciòn Las Cristinas (a ser definida). Las partes a) y b) se originaron en zonas de arcos de islas y son parte de CRV incompletos. Las partes c) y d) se formaron en bordes continentales activos próximos al cierre oceánico. Esto debería estar soportado en estudios de campo, geoquimicos y radimètricos (Sm/Nd y otros) apropiados.

COMPLEJO DE SUPAMO

El **Complejo de Supamo** fué considerado por Moreno y Mendoza (1.972, 1.975) como un conjunto de rocas graníticas, **intrusivas, y/o reactivadas**, en rocas del Supergrupo Pastora, con alto contenido de Na20 (**Tabla 7**), tales como tonalitas, trondjemitas, granodioritas (TTG) cuarzo-monzonitas, gneises y migmatitas equivalentes. Las rocas graníticas con normal a alto contenido de K20 y bajo a normal de Na20, o granitos “sensus estricto”, fueron consideradas por esos autores, como granitos más jóvenes, evolucionados e inclusive intrusivos en el Complejo de Supamo y hasta intrusivos removilizados en los CRV más jóvenes como el de Botanamo. Los granitos del Complejo de Supamo, generalmente, forman domos expandidos y arqueados contra los apretados y replegados sinformes de CRV,**(Figura 22)** como los domos de El Manteco, Santa Justa y otros. Asociados a estas rocas existen una serie de plutones pequeños y pórfidos ricos en cuarzo. Geomorfológicamente forman áreas bajas y planas, sabanas, con escasa vegetación y suelos muy arenosos, ricos en cuarzo y en vetas de cuarzo estériles, que desarrollan suelos arenosos de color blanco grisáceo a amarillento.

EDAD DE LOS CINTURONES DE ROCAS VERDES Y DEL COMPLEJO DE SUPAMO

Rocas graníticas del Complejo de Supamo, como las de Pueblito, intrusivas en CRV tipo Grupo Carichapo dieron edades por U-Pb en circones entre 2.8 Ga a 2.6 Ga (Gaudette y Olsewski, 1.978), pero fueron reinterpretadas por Gibbs y Olsewski (1.982) de 2.25 a 2.10 Ga. Gneises de Bártica, equivalentes del Complejo de Supamo, arrojaron una edad de 2.22 Ga por U/Pb en circones. Actualmente la edad más antigua estimada para las rocas del Complejo de Supamo es 2.30 Ga (Klar, 1979). Rocas volcánicas máficas, en Sm/Nd, arrojaron edades similares de 2.16 a 2.08 Ga (Gruau y otros, 1.985) para el emplazamiento de lavas de algunos CRV y los pórfidos intrusivos de Mandigal y Cerro Pelón. Tobas daciticas de la Formación Yuruari, en circones dieron una edad de 2.131 ± 10 Ma (**Figura 25**).

ANALISIS QUIMICO DE GNEISES TRONJEMITICOS						
SiO_2	67,30	70,90	72,20	72,10	69,30	73,35
Al_2O_3	15,40	15,80	16,60	16,90	16,81	13,97
Fe_2O3	2,31	0,30	0,00	0,00	0,28	0,15
FeO	2,60	0,75	0,41	0,41	1,26	0,56
TiO_2	0,66	0,10	0,12	0,02	0,23	Tr.
CaO	4,48	2,68	3,17	3,34	3,34	1,87
MgO	1,48	0,50	0,65	0,20	1,08	0,11
MnO	0,09	0,02	0,01	0,01	Tr	Tr.
Na_2O	3,65	4,46	4,18	4,83	6,00	6,00
K_2O	1,23	1,33	1,95	1,96	1,39	1,28
P_2O5	0,17	0,09	0,09	0,02	0,03	Tr.
BaO						0,01
CO_2					0,15	
H_2O+					0,50	0,90
H_2O^-						0,06
	99,37	**96,96**	**99,31**	**99,59**	**100,37**	**100,29**

TABLA 7. COMPOSICION QUIMICA DE GNEISES TRONDJEMITICOS DEL COMPLEJO DE SUPAMO (Tomado de Espejo, 1

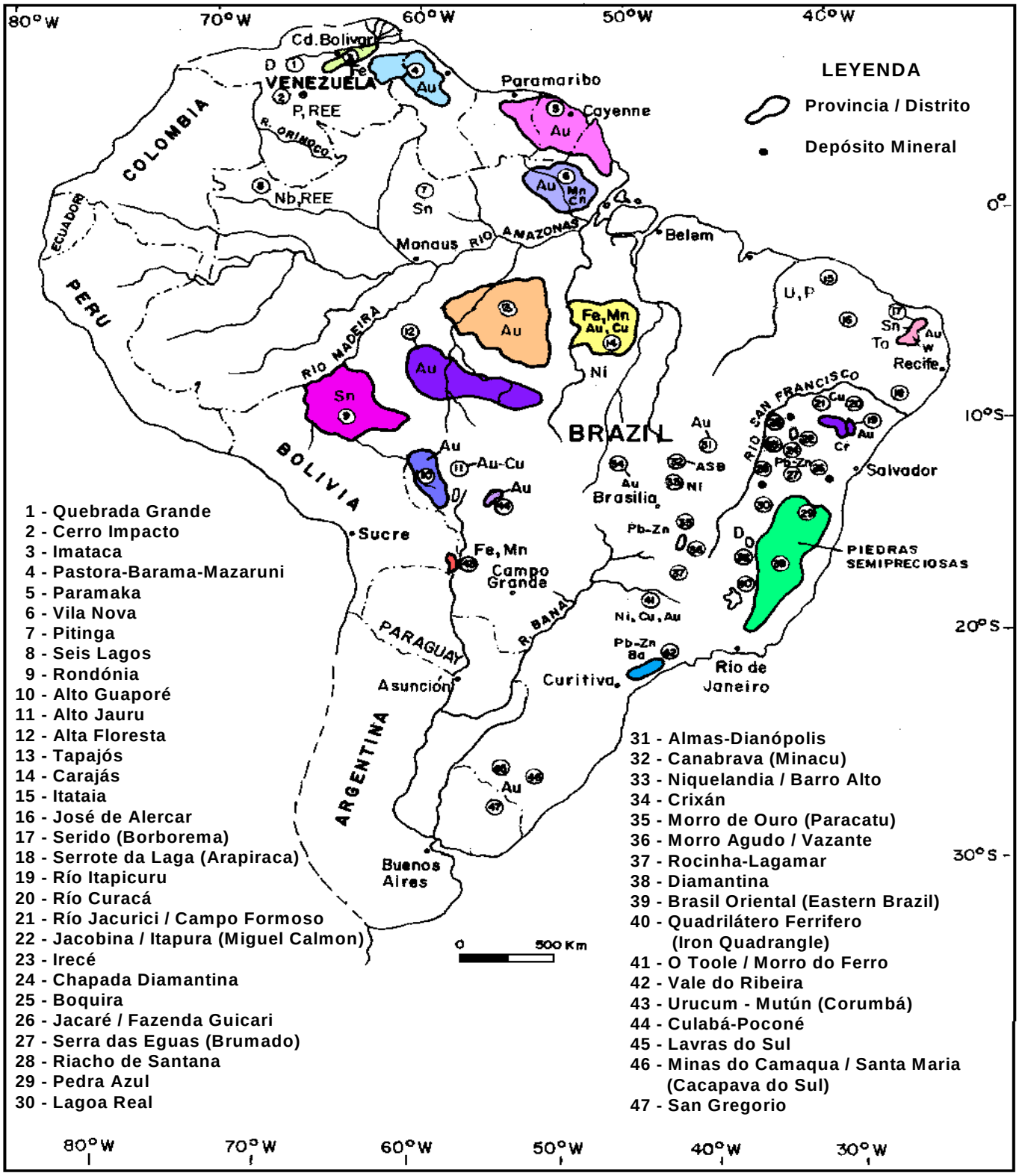


Figura N° 35: . **DISTRIBUCION DE LOS PRINCIPALES DEPOSITOS MINERALES DEL PRECAMBRICO DE SUR AMERICA (**Tomado de Dardenne y Schobbenhaus, 2.000)

Edades similares en el rango 2.18-2.07 Ga presentan algunos CRV del Birrimian de Africa Occidental (Taylor y otros, 1.984) en Regui Bat y Leo. Day y otros (1.991) concluyen que **la probable edad del "rifting" o apertura del océano donde se formaron los CRV de Pastora y Barama-Mazaruni es cercana a los 2.3 Ga.** CRV de Guyana (Barama-Mazzaruni) dan edades U-Pb circones de 2.24 Ga (Gibbs y Olsezwski, 1.982), de Suriname (Grupos Marowijne y Correón) de edades Rb-Sr 1.95 (Priem y otros, 1.980), Guayana Francesa (Grupo Paramaca) de edad Sm-Nd 2.1 Ga y trondjemitas intrusivas de 2.21 Ga, del Norte de Brasil, Amapá (Grupo Vila Nova), CRV Ipitinga de 2.26 Ga y Parima-Cauarane del Estado Amazonas de 2.24 Ga (Gaudette y otros, 1.996).

Los CRV-TTG de la Guayana Francesa (Vanderhaeghe y otros 1998) se formaron en un perìodo mayor de crecimiento costral de la Tierra. La corteza oceànica caracterizada por volcanismo tholeitico presenta una edad menor a los 2.2 Ga (2.174 ± 7 Ma) siendo la etapa temprana de generaciòn de corteza por volcanismo-plutonismo sintectònico calco-alcalino, con la formación del **Complejo Cayena** al norte, con una edad de 2.144 ± 6 Ma y del **Complejo Central Guiana** al sur, con una edad de 2.115 ± 7 Ma.

El primer período de corteza oceànica fue seguido por otro perìodo de reciclamiento de material costral con nuevos aportes de material juvenil del manto superior. Los sedimentos que se produjeron por la erosión de los CRV-TTG fueron depositados en una cuenca marginal elongada, conocida como **Cuenca Orapu,** que separaba los complejos indicados.

Convergencia entre los bloques formados, al estilo Pastora versus Botanamo, observado en Marwani de la Guayana Venezolana, durante la Orogènsis Transamazònica, la Cuenca Orapu quedó atrapada entre los complejos Isla de Cayena y Central Guiana. Esta convergencia oblicua se caracterizó tambièn por el desarrollo de cuenca por distenciòn ("pull apart") con cizallamiento en echelòn, en el norte de Guayana.

El metamorfismo de enterramiento alcanzado por las secuencias meta-volcano sedimentarias sugiere unos 20 Km de enterramiento. Granitos sintectònicos con este metamorfismo, al nivel de la facies anfibolita, se emplazaron hacia 2.093 ± 8 Ma y 2.083 ± 8 Ma. Estos cuerpos graniticos intrusionaron a travès de zonas de cizallamiento y cizallas, en la zona de collisiòn simultàneo y posterior al tiempo de desarrollo de la misma, lo cual implicò anatexis y engrosamiento del espesor de la corteza continental. **Los desarrollos aurìferos, orogènicos, se desarrollaron tambièn post-colisiòn de los arcos a los bloques continentales anteriores o màs viejo, al estilo Pastora-Botanamo contra Imataca, etc.**

Por todo lo referido, parece ser que los últimos estadios de la **Orogénesis Transamzònica** estuvo marcada por una convergencia normal a oblicua, colisiòn de arcos versus continentes y mayor espesamiento de la corteza continental, en una forma muy similar a como actùan actualmente los procesos de tectònica de placas. Es decir que hacia los 2.000 Ma hasta hoy los mecanismos de tectònica de placas parecen haber actuado de manera muy similar.

El basamento de los CRV de La Esparanza y El Torno, al Oeste de la actual Ciudad Bolívar, fueron gneises de Imataca. Sin embargo la cuenca, de 45 Km de largo por 16 Km. de ancho, donde se depositaron estos CRV muestra rocas basales gneisicas del tipo Complejo de

Supamo de 2.24 Ga por U/Pb. (Day y otros, 1.991) lo cual implicaría que la apertura del océano La Esperanza-El Torno es de por lo menos esa edad o más joven y de que rocas graníticas de edad Complejo de Supamo también son intrusivas en el Complejo de Imataca. Los basamentos de la Asociación Ignea Cuchivero y la Carbonatita de Cerro Impacto son rocas tipo Complejo de Supamo. Gneises de Macabana y del Rio Atabapo en Amazonas tambien son similares, pero reactivadas a 1.750-1.850 Ma. y aùn màs jóvenes.

El Paleoproterozoico se caracteriza a nivel mundial y también en Guayana y Africa occidental por un tiempo de gran actividad magmática y crecimiento continental, por la incorporación de material del manto a la corteza y su adhesión en cada cierre de cuencas u océanos a los viejos núcleos continentales. Las rocas volcánicas de los CRV, al menos los más antiguos tipo Pastora, presentan características geoquímicas de material derivado de fundidos o magmas del manto sin ninguna reliquia continental o de reciclaje: Sr 87/Sr86 inicial (=0.7019), Nd143/Nd144 inicial (= 0.51002) y otros (Grau y otros, 1.985).

OROGENESIS TRANSAMAZONICA

La Orogénesis Transamazónica en el Escudo de Guayana la definieron Sidder y Mendoza, (1.995) como una sucesión de eventos que originaron la deformación, metamorfismo y actividad magmática ocurrida **entre 2.15 Ga y 1.96 Ga**. El autor sugiere ahora que la OT pudo iniciarse incluso antes de los **2.3 Ga y extenderse hacia 1.8 Ga o final del arco magmàtico de Cuchivero.**Las rocas del Supergrupo Pastora fueron deformadas en dos fases o episodios de actividad tectónica durante este intérvalo, mientras que las rocas del CRV de Botanamo, más joven, solo fueron afectadas por el segundo evento de deformación. Su equivalente en Africa Occidental es la Orogénesis Eburnean ocurrida entre 2.20 Ga-1.98 Ga (Cohen y Gibbs, 1.989).

La deformación D1 está representada por corrimientos, la foliación S1 es subparalela a la estratificación (So), la lineaión L1 es la intersección de la estratificación y la foliación, plegamiento isoclinal P1 y metamorfismo de bajo a medio grado (FEV-FA). La deformación D1 es atribuida a tectonica colisional. Volcanismo calco-alcalino y depositación de material turbiditico en el Birrimian superior y de los conglomerados de Tarkwaian, equivalentes a las Formaciones Caballape y Los Caribes, respectivamente, siguieron a la deformación que afectó los CRV del Transamazónico, equivalente en parte al Birrimian Inferior y de su equivalente de Pastora, D1. La deformación D2 fué un evento de fallamiento transcurrente siniestral que está, solo localmente, asociada a corrimientos., plegamiento recumbente tipo P2, clivaje de crenulación S2, foliación de crénulos S1, lineación L2 y bajo a muy bajo grado metamórfico. D 2 afectó a rocas tipo Formación Caballape.

Según Hildebrand (2004) las rocas de los complejos de Imataca y Supamo se sobrepusieron antes de la OT, siendo el principal evento de la OT la imbricación y el emplzamiento del alóctono Pastora sobre la cuarcita de El Miamo durante el alcance de la subducción de un arco de islas debajo de un arco magmatico continental o microcontinente que existía al norte. Los depósitos de oro formados se desplazaron con el resto de los CRV de Pastora sobre la placa Supamo - Imataca durante la colisión. Las fallas inversas fueron rotadas y alcanzaron su posición original antes del plegamiento-fallamiento, pareciendo fallas normales.

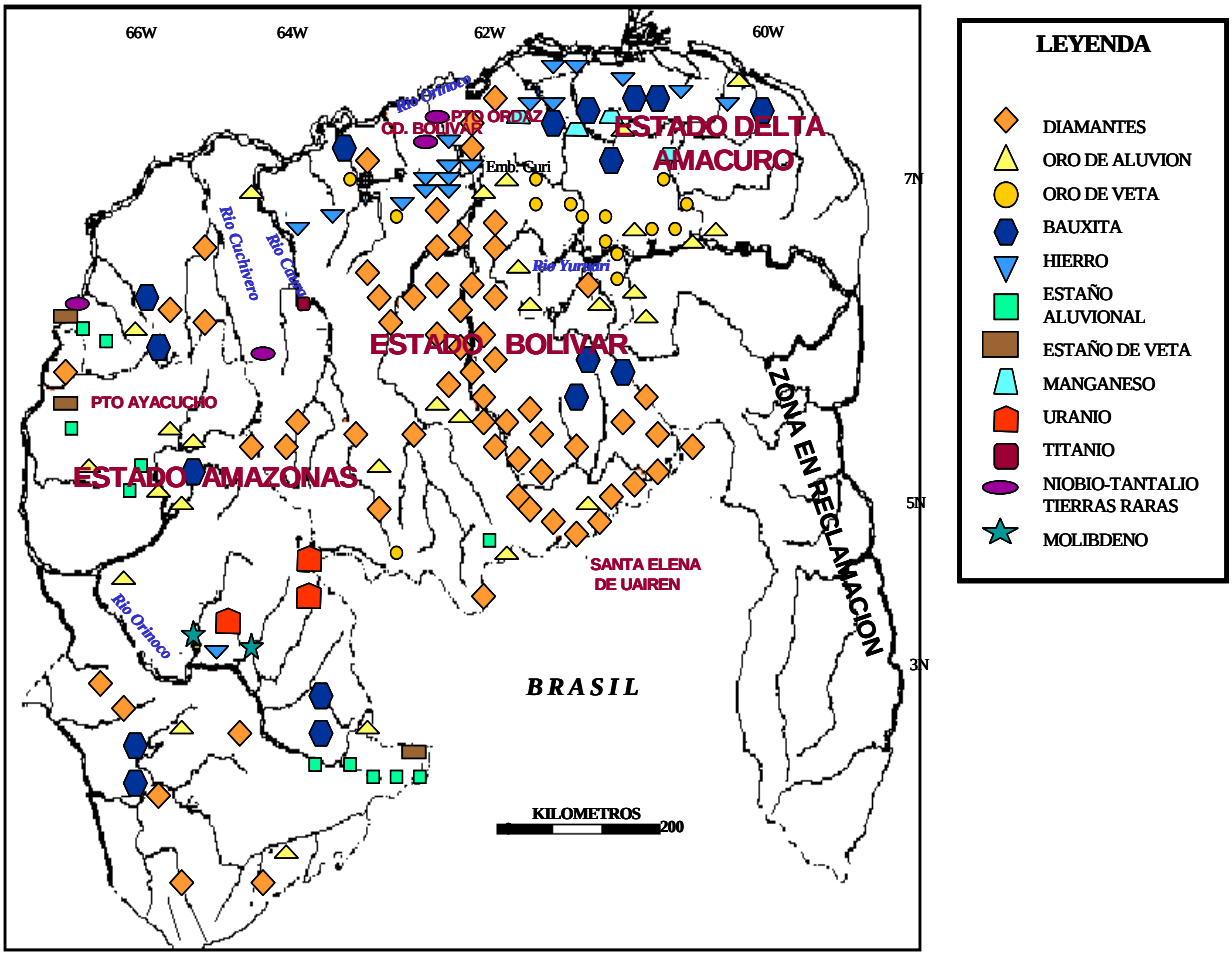


Figura N° 36: MAPA DE OCURRENCIA DE MINERALES DIVERSOS EN EL ESCUDO DE GUAYANA (Tomado de Tecmin, 1995

Rocas de la Asociación Cuchivero, de 1.98-1.79 Ga son consideradas por el presente autor como muy tardías tectónicas . En efecto, hacia el final y después del cierre de los océanos Pastora y Botanamo, de la colisión y amalgamación de los CRV, equivalentes a arcos de islas y granitos relacionados, contra el Complejo de Imataca, en la parte occidental del nuevo supercontinente (**Atlántica**), se inició un arco magmatico sin a postcolisional intracontinental, calco-alcalino, tal como hoy se observa en la Gran Cordillera de Colombia-Perú-Chile y Centro América. Similar, pero menos voluminoso, ocurrió un magmatismo postcolisional, post-Eburnean, en el Escudo Reguibat de Africa Occidental, entre los 1.97 Ga y los 1.75 Ga.

DEPOSITOS MINERALES DE LOS CINTURONES DE ROCAS VERDES

Crecimiento rápido y estabilización de la corteza continental con un régimen de alto flujo de calor durante el Neoarqueozoico y Paleoproterozoico resultó en acumulación abundante de oro en rocas de los CRV, acompañados o no de sulfuros masivos volcanogénicos y komatitas ricas en niquel hacia la base de los CRV màs antiguos o primitivos. La asociación litológica que componen los CRV es similar a la observada en rocas verdes de márgenes convergentes modernos de la cuenca del Pacífico que contienen depósitos de oro y de sulfuros masivos.

En contraste, los depósitos minerales que se asocian a ambientes más cercanos al continente e intracontinentales, asociados frecuentemente a magmatismo anarogénico, fueron excepcionalmente importantes y abundantes durante el Mesoproterozoico, cuando se va formando el gran supercontinente Rodinia.

DEPOSITOS DE ORO

En orden decreciente de abundancia, los principales tipos de depósitos de oro en los CRV son: vetas de cuarzo y carbonatos, bajas en sulfuros, con oro; depósitos de sulfuros diseminados, asociados a sulfuros masivos o a pórfidos de Cu-Au; “stockworks”; sulfuros masivos con oro; y vetas de cuarzo muy ricas en carbonatos. La mayoría de los depósitos de vetas de cuarzo-carbonatos-oro se originaron hacia el final de la historia evolutiva de los CRV, aunque algunas pueden mostrar evidencias de multideformación y metamorfismo, que alcanzan hasta las etapas tempranas de los CRV.

Los modelos propuestos de formación de los depósitos de oro van desde **orogénicos** (**hipo y mesozonales**) para las vetas de cuarzo-carbonatos-oro, hasta tipos tales como los de **sulfuros masivos** con oro, **epitermales** (**o epizonales)** muy superficiales e intrusiones tipo **pórfidos de Cu-Au (meso-epizonales).**

Más del 70% del oro producido en el mundo **(Figuras 39 y 40)** se ha extraído directa e indirectamente de CRV del Neoarquezoico y del Paleoproterozoico. La distribución de oro expresada en Kg de Au/Km2 de CRV es muy variable de un escudo a otro, pero en cierto

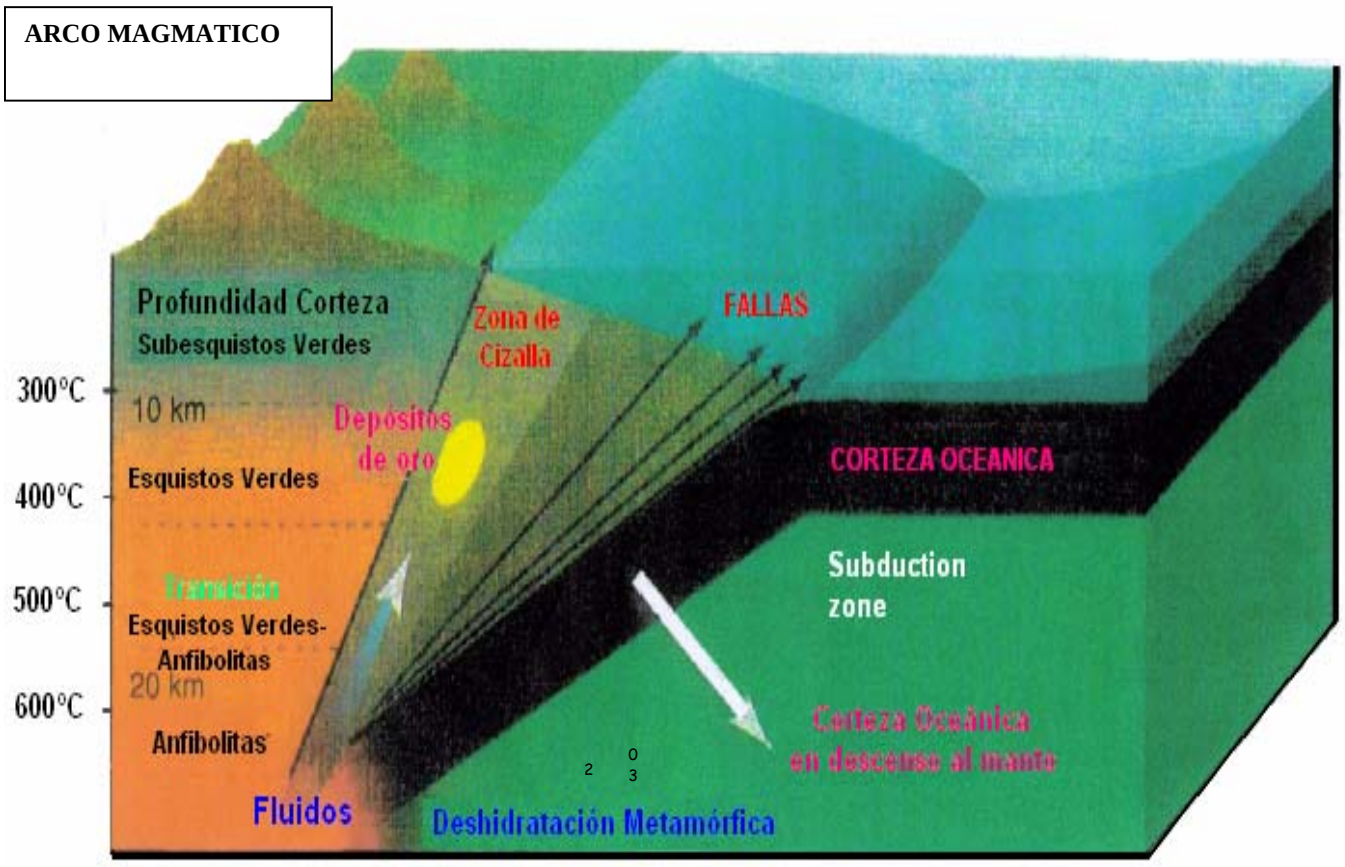


FIGURA N 37: SECCIÓN ESQUEMÁTICA DE UNA ZONA COMPLEJA DE SUBDUCCIÓN-ACRECIÓN MOSTRANDO EL EMPLAZAMIENTO DE LOS FLUIDOS METAMÓRFICOS Y MAGMÁTICOS A LO LARGO DE ZONAS DE CIZALLAS DONDE AuHS(H2S) SE DESESTABILIZA PARA PRECIPITAR ORO METÁLICO A 400º - 300º C Y PRESIÓN REDUCIDA. (TOMADO DE KERRICK Y OTROS, 2000)

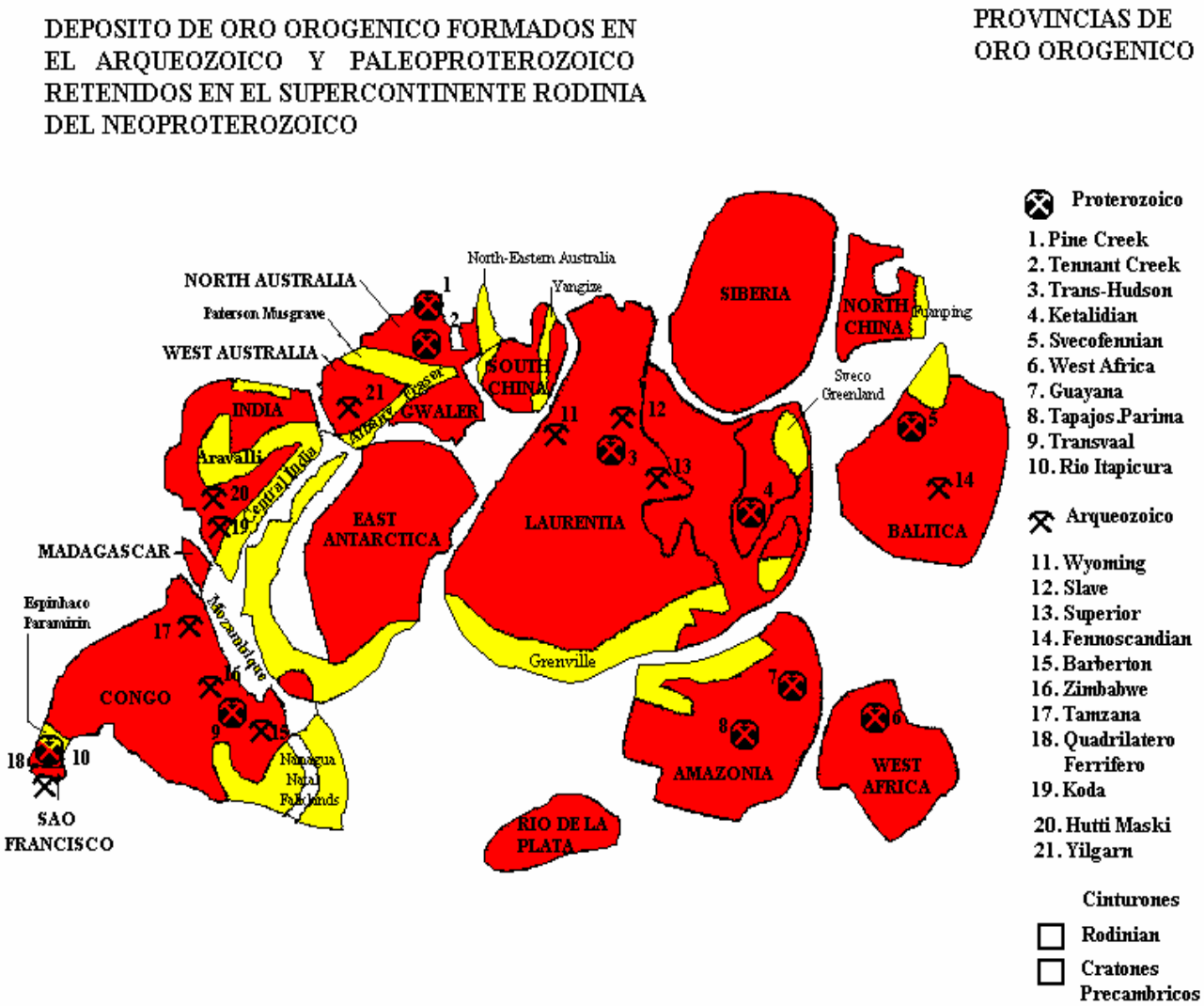


Figura 38: DISTRIBUCION DE LAS PRINCIPALES PROVINCIAS PRECAMBRICAS DE ORO OROGENICO AL FINAL DEL PROTEROZOICO. LA RECONTRUCCION DEL SUPERCONTINENTE **RODINIA**, MAS ANTIGUA POSIBLE, VA DESDE FINES DEL MESOPROTEROZOICO AL NEOPROTEROZOICO (1.3 Ga a 1.0 Ga) Y SU DISRUPCION COMENZO A OCURRIR EN EL TARDIO NEOPROTERZOICO (0.8 Ga a 0.6 Ga), COMO RESULTADO DE UNA TECTONICA DE PLACAS MODERNA, EN QUE CORTEZA FUE AÑADIDA A LOS BORDES CONTINENTALES COMO CINTURONES ALARGADOS (color amarillo) Y ESTRECHOS, A DIFERENCIA DE LOS BOLOQUES CRATONICOS MASIVOS (color rojo) DEL ARQUEOZOICO Y PALEOPROTEROZOICO. TALES CINTURONES ESTRECHOS FUERON FACILMENTE RETRABAJADOS DURANTE SUBSECUENTES COLISIONES Y POR LO TANTO AHORA AFLORAN COMO CINTURONES PROFUNDOS DE ALTO GRADO METAMORFICO, QUE ESTUVIERON BIEN POR DEBAJO DE PROFUNDIDADES COSTRALES FAVORABLES PARA LA FORMACION DE DEPOSITOS DE ORO OROGENICO (Tomado de Goldfarb y otros, 2001)

modo, es proporcional al área ocupada por los CRV. El CRV de Zimbawe es el más productivo con 59 Kg de Au/Km2 de CRV, seguido por el de Barbeton, Sur Africa, con 50 Kg de Au/Km2 de CRV; el de Abitibi en Canadá con 43 Kg de Au/Km2 de CRV y el de Yilgarn, Australia, de menos concentración con 25 Kg de Au/km2 de CRV. En Timmins, el CRV de Abitibi ha producido más de 1.600 t de oro. Para Guayana lo estimamos en 66 Kg/Km2 de CRV.

La distribución temporal de los más importantes depósitos, excluyendo al controversial Witwatersrand, ocurrieron en los lapsos 3.1-2.9 Ga, 2.7-2.5 Ga, 2.1-1.7 Ga y 0.6-0.0 Ga. Los depósitos del Neoarqueozoico y Paleoproterozoico reflejan los períodos de crecimiento juvenil de la corteza por adición de material del manto vía magmatismo de surcos oceánicos y vía fusión y diferenciación del material vía subducción, relacionados al extremo calentamiento en la base de la litósfera.

Los modelos a partir de 1.7 Ga reflejan el continuo decrecimiento de las plumas de calor y el incremento en el estilo más dinámico de la moderna tectónica de placas, de los Ciclos de Wilson más cortos, con zonas de subducción más pendientes, con la aparición de ofiolitas, esquistos azules y eclogitas, en otro estilo de evolución de la corteza y consecuentemente de los tipos de depósitos minerales. La ausencia de depósitos de oro en el lapso 1.7-0.6 Ga se debe al retrabajamiento y reciclamiento que se produjo durante las orogenesis tipo Grenville y Brasiliano-Pan Africano, con la procesos de colisión, aglutinamiento y **erosión** de gran parte de esos depósitos de oro. Las **Figuras 35, 36 y 42** muestran las localizaciones de los principales recursos minerales de Sur América, del Escudo de Guayana y del Distrito Aurífero El Callao, respectivamente.

DEPOSITOS OROGENICOS DE ORO EN EL TIEMPO Y EN EL ESPACIO

Los DODO se caracterizan por estar incluídos en áreas deformadas, metamorfizadas (generalmente en FEV, localmente Epidoto-Anfibolita y Anfibolita), tienen bajo contenido de sulfuros, aunque el oro està asociado al tipo y cantidad de sulfuros, presentan una zona de alteración, generalmente no muy ancha, de sílice- carbonatos-sulfuros ± sericita ± clorita, baja salinidad, fluidos ricos en C02 con ð 18 O de 5 a -10 por mil, asociados a grandes estructuras compresionales y transpresionales. Los fluidos se liberaron por presiones supralitostàticas y las vetas de cuarzo aurìfero se formaron entre 200ºC-650ºC y 1 a 5 Kbar de presiòn.

Las áreas aflorantes precámbricas del mundo, que totalizan algo menos de la mitad del total, están distribuidas de la siguiente manera: 66% de áreas equivalentes (22%) cada una para el Arqueozoico, Paleoproterozoico y Mesoproterozoico y 34% de rocas del Neoproterozoico. Sin embargo, las áreas precámbricas no son igualmente auríferas. En efecto, solo el Neoarquozoico cuenta con màs de 400 M oz de Au (Yilgarn de Australia, Suprior de Canadá, Kolar de Rusia) sin considerar el gigantesco Witwatersrand de Sur Africa; mientras que el Paleoproterozoico se reduce a unos 200 M oz Au (Africa Occidental, Norte de Sur América, Homestake de USA); muy poco oro en el Mesoproterozoico y menos de 100 M oz Au en el Neoproterozoico (Siberia ¿). Las épocas auríferas y no auríferas precámbricas son como se indican:

1) 3.8-3.5 Ga: muy poca producción de oro de depósitos orogénicos
2) 3.5-3.0 Ga : " " " " " " " " excepto Barbeton
3) 3.0-2.5 Ga**: LAPSO MAYOR PRODUCTIVO DE ORO**
4) 2.5-2.15 Ga: LAPSO ESTERIL TOTAL DE ORO
5) 2.15-1.8 Ga**: LAPSO MUY PRODUCTIVO DE ORO**
6) 1.8-1.2 Ga: Lapso casi esteril total de oro
7) 1.2- 1.0 Ga: Lapso de baja a muy pobre producción de oro
8) 0.75-0.60 Ga: Lapso algo productivo de oro

En resumen, los intervalos más productivos auríferos ocurrieron en 2.7-2.5 Ga y 2.1.-1.8 Ga, los cuales a su vez son los de mayor desarrollo de la corteza continental a partir de material juvenil del manto superior, via amalgamacion de CRV y rocas asociadas.

Estos periodos de gran crecimiento de corteza reflejan cambios en la distribución de calor de la Tierra. Plumas del manto resultante de convecciòn pudieron generar vastas cantidades de calor y de generación de nueva corteza debido a la fusión por decompresiòn en la base de la litòsfera a profundidades debajo de la discontinuidad de baja velocidad sísmica a < 660 Km.

Es indiferente los predominios litológicos de las rocas cajas, CRV en Yilgarn, Australia, El Callao, etc, versus cinturones con màs sedimentos clásticos y rocas màs félsicas, como Ashanti de Africa, Norte de Australia, etc., o de plutones intrusivos asociados, como en Yilgarn donde los DODO estàn controlados por plutones de granodiorita-granito-monzogranito tectònico calco-alcalino, derivados con escasa cristalizaciòn fraccionada en comparación con la asociación TTG (trondjemita-tonalita-granodiorita) de los DODO de la Provincia Superior de Canadá, de la serie sòdica o granitos menos evolucionados derivados del manto de material mafico con mayor fraccionamiento, ya que **las concentraciones de depósitos auríferos y sus magnitudes están íntimamente relacionados al crecimiento de la corteza, particularmente importante en 2.7-2.55 Ga y 2.1-1.8 Ga, sin influir de inmediato las rocas cajas y/o los plutones intrusivos.**

Entre los depósitos famosos mundiales de 2.7-2.5 Ga se tienen los de Yilgarn, Superior, Kolar, Zimbabwe, Slave, San Francisco de Brasil y Tanzania. Entre los depósitos más famosos de 2.1-1.8 Ga se tienen los de Africa occidental, cratón Amazónico y orógeno TransHudsoniano. Se cuentan muy pocos DODO en el perìodo 1.8-0.6 Ga, entre los que destacan los depósitos de Siberia (850 Ma), Egipto, etc. del Neoproterozoico en la disrupción de Rodìnia y durante la Orogénisis Brasilino-Pan Africana.

El hecho, de que casi no existan depòsitos de oro orogènico menores a 50 Ma, sugiere que al menos se requiere 50 o màs Ma para desarrollar un sistma de oro orogénico. Por otra parte el hecho de que depósitos de solo 100 Ma, han sido parcial a totalmente erosionados en pocos millones de años, nos explica que al menos los DODO formados en el Arqueozoico y Proterozico, se preservaron porque carecen de historias evolutivas cratonizantes, es decir,

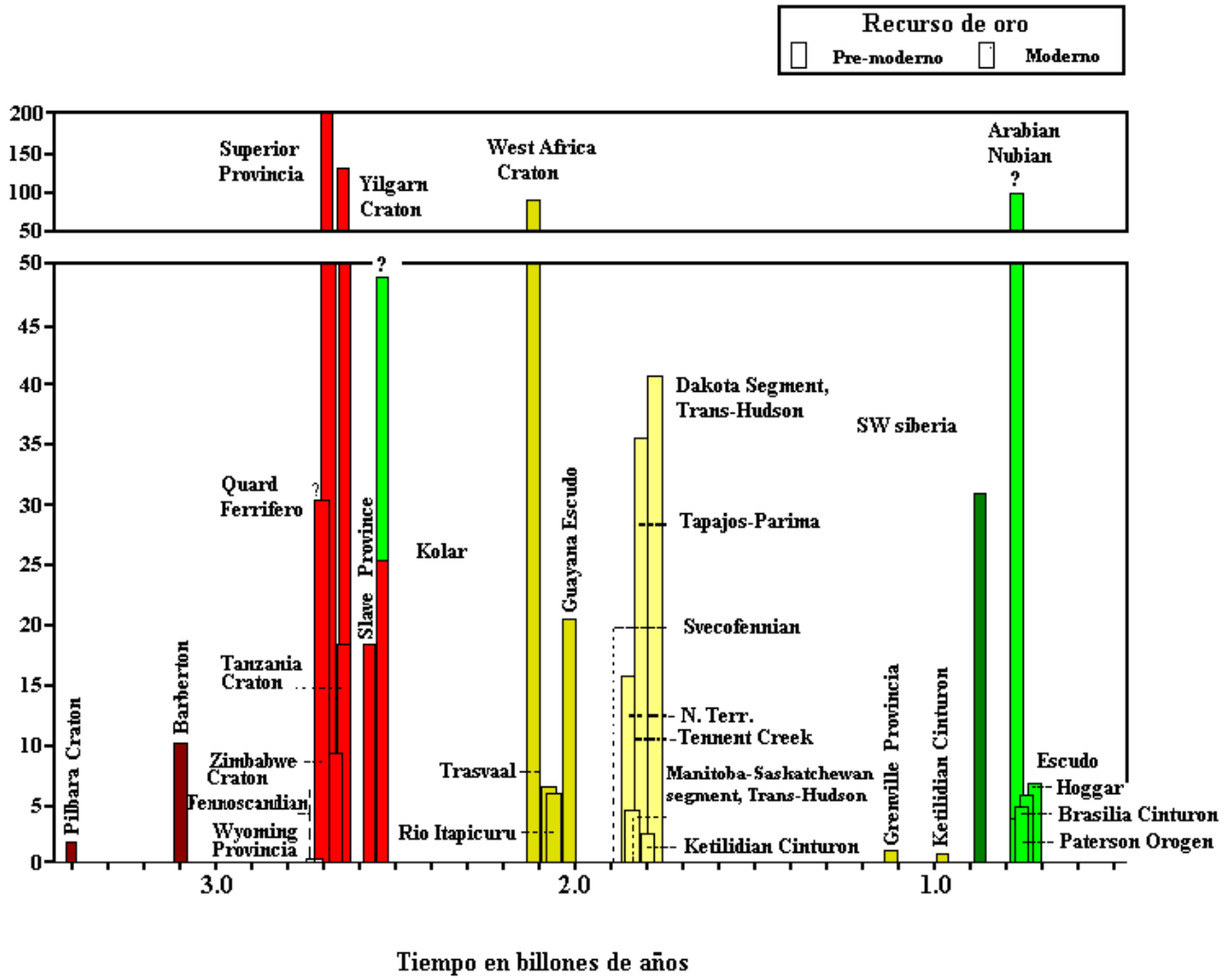
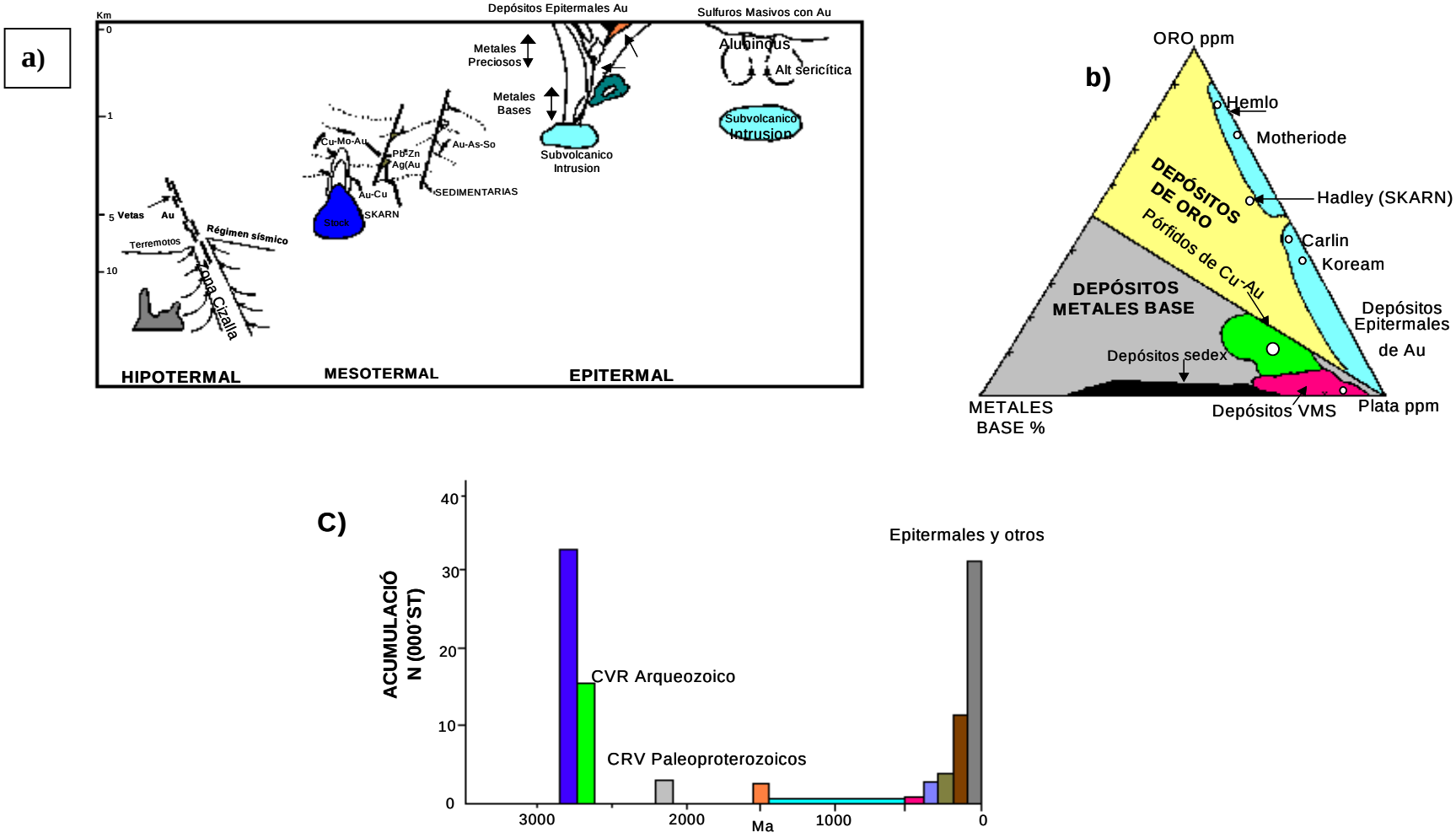


Figura 39. PRODUCCION DE ORO VERSUS EDAD DE FORMACION DE VETAS CUARZO AURIFERO DE DEPOSITOS DE ORO OROGENICO DEL PRECAMBRICO
(Tomado de Goldfarb y otros, 2001)

Figura N 40) AMBIENTES GEOLÓGICOS DE FORMACIÓN DE DEPÓSITOS DE ORO (Tomado de Pulsen, 1995)
B) DIAGRAMA TERNARIO ORO-PLATA-METALES BASES Y TIPOS DE DEPÓSITOS DE ORO.
C) DISTRIBUCIÓN DE ORO PRODUCIDO (MILES DE TONELADAS) CON RESPECTO AL TIEMPO GEOLÓGICO (MILLONES DE AÑOS)



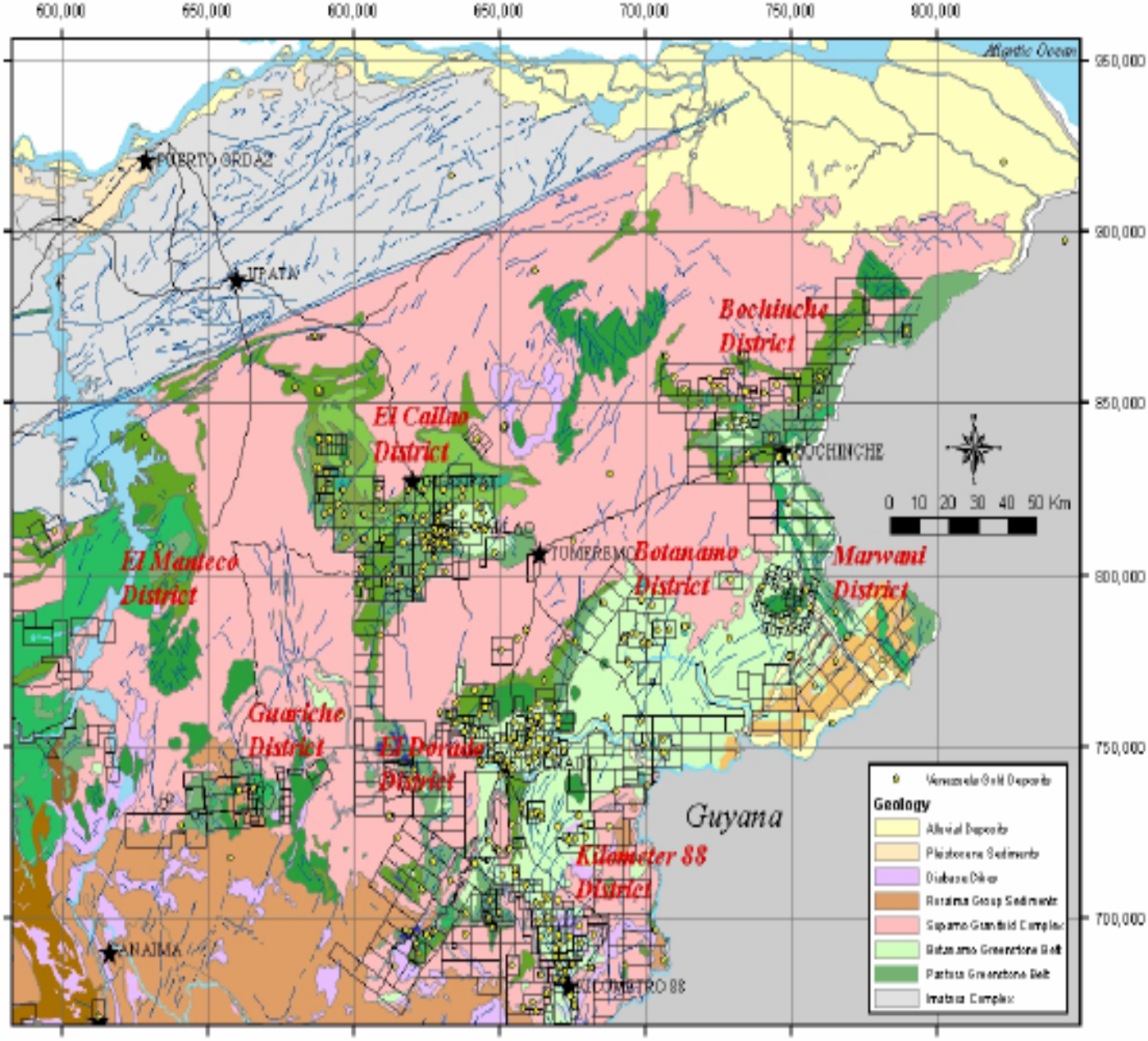


FIGURA 41ª: MAPA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA PASTORA INDICANDO LOS DISTRITOS AURIFEROS: El Manteo, El Callao, Bochinche, Botanamo, Marwani, Guariche, El Dorado, Kilómetro 88. Rectángulos son áreas en concesión o de contratos mineros.

que se trata de escudos muy estables, en que se adiciona material a las màrgenes pero no se destruye ni se reciclan importantes cantidades de áreas mineralizadas internas.

Sin embargo, lo que si parece critico es la cantidad de fluidos, sulfuros, temperaturas y otros factores. Si existe cierta abundancia de sulfuros minerales singenéticos diseminados en la nueva corteza creada y añadida, en la forma de CRV y asociaciones de rocas sedimentarias marinas, a ciertas temperaturas (400° C-500°C), entonces los sulfuros serán parcialmente liberados en los fluidos hidrotermales quizás vía desulfurizaciòn progresiva a través de reacciones durante el calentamiento de la corteza.

Si tales fluidos mineralizados emigran a través de una compleja red de fracturas hasta que alcanzan zonas de fallas mayores, el oro que acompaña a tales sufuros, al pasar a través de zonas de reducción se depositará eventualmente y a lo largo de sistemas de fallas adyacentes a la falla principal a niveles costrales poco profundos (< 10 Km) del orógeno en levantamiento.

Si las temperaturas exceden los 700° C en y debajo de las áreas fuentes de los fluidos, tanto los metales como los fluidos emigraran simultáneamente hacia arriba y por ello se explica la siempre asociación espacial y temporal entre los DODO y las rocas granitoides y de igual manera la desmineralización de areas que sufrieron metamorfismo de altas P y/o T de la facies granulitica, como es el caso del Complejo de Imataca ya referido en su oportunidad.

El estilo de la tectònica de placas tampoco parece ser crítico en la formación de los DODO. Cualquier proceso, tipo pluma del Arqueozoico o de subducción/colisión más modernos, o la combinación de ambos, actuando sobre y en una corteza juvenil hidratada y rica en sulfuros, pueden producir el mismo tipo de DODO. Las asociaciones TTG se emplazan como grandes diapiros, produciendo deformación, plegamiento y metamorfismo en los CRV circundantes, y se especula que tales estructuras diapiricas estàn relacionadas a desplazamientos verticales muy importantes producidos durante episodios locales del emplazamiento de plumas provenientes del manto, tipo domos Supamo contra CRV de Pastora

Estos procesos y asociaciones ocurrieron en el Neoproterozoico y Paleoproterozoico y algunos DODO son sintectònicos a tectònicos tardío y por lo tanto, ese proceso diapirico fue capaz de transferir calor a la corteza inferior y media durante esos eventos de rápido y gran crecimiento de la corteza a finales del Neoproterozoico y del Paleoproterozoico.

Asi pués la tectònica de placas de compresión con zonas de subducción es conveniente (Figura N 53 a) pero no es un requisito ni ùnico ni indispensable para que se formen DODO, particularmente durante el Arqueozoico y Paleoproterozoico si bien es generalmente aceptado que los DODO del Fanerozoico guardan alguna relaciòn entre la actividad hidrotermal y eventos relacionados de subducción debajo de un borde continental activo.

La carencia de abundantes e importantes DODO en el lapso 1.8-0.6 Ga parece ser más bien una función del cambio en el tipo de crecimiento de la corteza continental, eventual

y particularmente relacionada a una dinámica de placas en una Tierra en enfriamiento. Una tectònica de placas màs moderna, similar a la actual, que estaba asociada al crecimiento del supercontinente Rodinia (1.3-1.0 Ga, **Figuras 38 y 53 b**) condujo a la formación de corteza juvenil que fue añadida como fragmentos irregulares alrededor de las márgenes de cratones màs antiguos de por lo menos 1.5 Ga.

Tales bloques delgados añadidos de nueva corteza generada eran susceptibles de retrabajamiento y erosión por orogénesis subsecuentes. Por lo tanto, cinturones moviles, altamente tectonizados y metamorfizados, como las referidas granulitas, con raices profundas, excluyen que en ellos y por debajo de ellos pudieran existir áreas favorables de DODO por ser de mayor P y màs elevadas T.

Condie (1998) sugirió tres pulsaciones mayores en el Paleoarqueozoico: 3.0, 2.7 y 2.5 Ga que culminaron en el **supercontinente a 2.5 Ga Vaalbara o Guayanesis** de Mendoza (2.000). Estas pulsaciones concuerdan en general con la periodicidad de los depósitos de vetas DODO del Neoarqueozoico. El máximo de estas pulsaciones estuvieron ligadas a los desarrollos auríferos de Witwatersrand (2.8 Ga) y Yilgarn (2.7 Ga) y a importantes plumas de calor.

En particular para el Paleoproterozoico, Condie (1998) propuso cuatro grandes pulsaciones de crecimiento costral hacia 2.1 Ga, 1.9 Ga, 1.8 Ga y quizás 1.7 Ga, desarrollándose el **Supercontinente Atlántica**, estando su máximo hacia 2.1-1.95 Ga, máximo tambièn de la orogénesis Transamazònica. Entre 1.8 a 1.7 Ga ocurrió un cambio gradual de plumas de calor-de una tectònica de placas en una Tierra màs vieja y màs caliente a una Tierra màs fría, con mayor influencia de la tectònica de placa en tiempos más jovenes sobre plumas de calor.

Es decir **con el transcurrir del tiempo desde el Arqueozoico al Mesoproterozico, se fue produciendo un enfriamiento de la Tierra y con ello un predominio de tectònica de placas, menos profundas sobre plumas de calor que provenìan y provienen de muchas mayores profundidades.**

Los depósitos orogénicos de oro se han formado desde hacen más de 3 Ga, desde el Mesoarqueozoico hasta el Presente, y los mismos están asociados a terrenos metamorfizados y tectonodeformados, y en particular a estructuras falladas mayores y relacionadas menores. La aplicación de la tectònica de placas y la obtención de datos geocronològicos a la mayoría de los más importantes distritos auríferos del mundo, permiten una mejor comprensión y formulación de la distribución de tales depósitos en el tiempo y en el espacio, que sumarizamos y tomamos del excelente trabajo de Goldfarb y otros (2001). Este resumen nos ayurdará un poco a comprender la formación y evaluación de los depósitos de oro de Guayana.

1. Mesoarqueozoico: > 3.0 Ga, CRV de Barbeton, Sur Africa, con altos contenidos de rocas ultramàficas, incluso komatitas y de mineralizaciones ricas en arsenopiritas, contienen innumerables DODO en vetas, asociadas a zonas de cizallamiento importantes (Sheva Fault,etc), asociados a plumas de calor.

2. Neoarqueozoico: 2.8-2.55 Ga **Este fue un período excepcionalmente favorable a la formación de estos DODO en el cratòn Kaapvaal de Sur Africa, antes mencionado, donde vía depósitos de vetas, vía depósitos de conglomerados / hidrotermales de Witwatersrand, se originó más de la mitad de todo el oro extraído mundialmente, y en reservas por extraer, del Planeta Tierra**. Otros terrenos de esta edad con abundantes DODO se encuentran asociados a vetas en los CRV del cratòn Yilgarn (como en Kalgoorlie) de Australia, de Timmins en la Provincia Superior y de Yellowknife de la Provincia Slave de Canadá, en Kolar del cratón Dharwar de Rusia, de Kweke del cratòn de Zimbabwe, de Bulyanhulu del cratòn de Tanzania, del Cuadrilátero Ferrifero del cratòn San Francisco y de los CRV de Dos Carajas de Brasil y otros menores en Wyoming y Frenoescandinavia.

3. Paleoproterozoico: 2.1-1.8 Ga. Entonces los CRV contienen menos rocas ultramàficas, casi no hay komatitas y abundan las rocas sedimentarias y las tobas fèlsicas hacia el tope de los mismos. Algunos de estos CRV culminan con BIF en bordes continentales pasivos. Entre los DODO se mencionan los relacionados con el final de la orogenia Eburnean, como Ashanti de Africa Occidental, de la orogenia Ubendian de Tanzania, la Transamazònica de Sur América, como el CRV de Itapicuru del cratòn San Francisco, Tapajòs-Parima de Brasil; El Callao y Las Cristinas de Venezueal y Omai de Guyana del Escudo de Guayana; Homestake de la orogénesis Trans-Hudsoniana.

4. **Los innumerables y muy importantes DODO formados en el período 2.8-1.8 Ga coinciden con el mayor aporte de material juvenil del manto a la corteza y el mayor espesor alcanzado en la misma, asociado a eventos de un Planeta muy caliente aún, con gran abundancia de plumas de calor que calentaron y movilizaron continuamente la base de la corteza, lo cual generó gran desarrollo de masas graníticas, de rocas metamorfizadas, de fluidos hidrotermales, de una corteza inferior agotada, formando una boyante y estable corteza continental que produjo y preservó por larguísimos períodos los DODO formados distantes de las márgenes de tales continentes. Por ello los depósitos tipo "Cordilleranos", epitermales o poco profundos, cercanos al borde continental activo sobre una zona de subducción, son muy infrecuentes en el Precàmbrico.**

5. Meso y Neoproterozoicos: 1.6-0.54 Ga. Es decir casi 1 Ga de historia del Planeta con muy escasos DODO, principalmente porque ese fue un tiempo de rifting intracontinental con magmatismo anarogènico con la formación de granitos rapakivis con aporte de material del manto a la corteza y de anortositas derivadas del manto y asociadas a veces a los rapakivis. Eventos compresivos colisionales condujeron al aglutinamiento de bloques continentales y con ello a la formación del **supercontinente Rodinia hacia 1.0 Ga**.

6. Luego se produjo la disrupción de Rodinia, hacia 0.8 Ga y finalmente ocurrieron nuevas colisiones al final de la orogénesis Brasiliano-Pan Africano que definen el comienzo de la formación del Supercontinente Gondwana y marcan la regeneración de DODO en terrenos acrecionados que se continuaron hasta el Terciario y aún el

Presente. Algunos de estos DODO del Brasiliano-Pan Africano se registran en el Escudo de Arabia y se extienden al cinturón tectónico Brasilia en el oeste del Cratòn San Francisco de Brasil.

7. Paleozoico: 0.54-0.25 Ga. Los DODO de este período, que no son abundantes, se localizaron en las márgenes de Gondwana en masas continentales alrededor del cierre del Océano Paleo-Tethys. En el Paleozoico Temprano se registran los depósitos Caledonianos de Vasil'kovsk asociados al "collage" del microcontinente Kazakstania y al cierre del oceáno Iapeturs, entre Baltica, Laurentia y Avalonia. En el Paleozoico Medio a Tardìo, los DODO asociados ahora a la orogénesis Varistica se relacionan con la subducción en el oeste del Océano Paleo-Tethys lo cual condujo a la formación de algunos depósitos de oro en los macizos Ibérico, Bohémico y Central Francès, parte central de Asia (Muruntau, Kumtor) y NW de China (Wulashan). La colisión simultànea de Kazakstania-Euroamerica dio lugar a la formación de DODO del orògeno de los Urales (como en Berezosk)

8. Mesozoico: 0.25-0.07 Ga. Con la disrupción de la Pangea y el desarrollo de las zonas de subducción del Pacìfico debajo de las Américas y las separaciones de las Americas entre si y de Africa y Europa, entre otros hechos, se producen una serie de DODO, mayormente de tipo meso y epitermales, próximo al **borde occidental activo de las Américas, como los DODO** Moder Lode**,** Rio Bridge, Kondike, Fairbanks**,** Nome. **Regímenes convergentes similares al Este dieron lugar a los gigantescos depósitos cretácicos DODO como los de** Natalka, Nezhdaninskoe y otros de Rusia Nororiental. Simultáneamente se produjeron otros depósitos por levantamiento del basamento del norte como los depósitos de Dongping al este de la Península Jiaodong del borde del escudo precàmbrico del Norte de China y en Alaska, como los depósitos del cinturón tectònico de Juneau.

9. Cenozoico-Presente: 0.06-0.00 Ga. Muchos de los procesos anteriores, de subducción y de colisión, incluso de la India contra el Tibet, se iniciaron en el Mesozoico y se continuaron en el Terciaro y algunos de ellos siguen en el Presente, por lo cual ante esta gran e importante actividad tectònica tambièn se han formado muchísimos e importantes DODO, como en el Precàmbrico, pero menos profundos, vale decir, meso, epizonales, tipo "cordilleranos" y aùn superficiales (VMS). La distribución de los DODO de < 0.60 Ga al presente se correlaciona con terrenos de bajo grado metamòrfico (FEV o menor) que circundan terrenos del Neo y Mesoproterozoico**.**

10. **Si en el Meso y Neoproterozoico se desarrollaron DODO y los mismos fueron del tipo cordilleranos y en consecuencia fueron tectonizados, plegados, fallados y en gran medida erosionados y reciclados su oro a los terrenos Paleozoico-Actual ello explicaría su casi total ausencia en ese 1.0 Ga**. El tiempo de este reciclamiento de oro de veta en sedimentos y nuevas vetas varía entre 100 y 150 Ma de su emplazamiento en una margen continental activa tipo Gran Cordillera de las Américas. Actualmente, volcanes como el Galeras, localizado en Pasto, próximo a la frontera de Colombia con Ecuador, está vertiendo con sus cenizas a la

atmósfera alrededor de 500 g de oro al año, en el borde continental activo del oeste de Sur América.

DEPOSITOS DE ORO EN LA PROVINCIA GEOLOGICA PASTORA

En el Escudo de Guayana el USGS-Tecmin (1993) compilaron la existencia de más de 460 localizaciones mineras con alguna explotación aurífera. En EG no se localizan minas de edad Arqueozoico sino Paleoproterozoico, en su gran mayoría, y algunas pocas Meso y Neoproterozoicas. Anomalías geofísicas, geoquímca, control estructural y litogeoquímico y la presencia o éxito de mineros informales son los principales parámetro utilizados en la localización de estas ocurrencias auríferas. El oro se presenta en muchas formas, pero las comunes son en tres tipos:

1) Vetas de oro orogénico o “mesotermales”,

2) depósitos de pórfidos de oro, y de oro-cobre,

3) depósitos de oro asociados a sulfuros másivos volcánicos y sedex

4) depósitos de oro en conglomerados y sedimentos fluvio-deltaico tipo Roraima y pre-Roraima.

Los **Depósitos de Vetas de Oro Orogénico** son los más frecuentes en los CRV tipo Pastora y tipo Botanamo. Ellos parecen haberse originado hacia el final de la ovogénesis Transamazónica, en los estados finales de colisión de placas o cierres oceánicos y se localizan relacionados a grandes zonas de suturas NE, tipo Guri y NW tipo Caura-Cabruta, aunque el tectonometamorfismo fue intermedio, es decir frágil-dúctil y facies de esquistos verdes. Las vetas de cuarzo aurífero tienen una estrecha relación con zonas de cizallas, domos, antiformes, fallas inversas de ángulo alto, pórfidos y granitos intrusivos cercanos.

Las **vetas de cuarzo aúrífero orogénico intrusivos en los CRV son de bajo contenido en sulfuros,** aunque en general el tenor se asocia con la abundancia y tipo de pirita presente, además de algunos minerales de alteración (ankerita y sericita, principalmente). Son muchísimos los ejemplos de este tipos, entre los que destacan las vetas de cuarzo aurífero de la Mina Colombia, de la Mina Chile-Isidora, de Botanamo, de La Camorra-San Rafael, etc.

Las **vetas de cuarzo aurífero orogénico emplazadas en zonas de cizallas se caracterizan por una alteración silico-carbonática-sericitico-piritica** y se pueden localizar en diferentes tipos de roca caja del CRV:

- **En rocas gabroides, como en Chocó, en Tomi, en Guariche, etc.**

- **En rocas volcánicas y tobáceas félsicas,** como en Botanamo, El Foco, San Antonio, San Pollo, El Piñal , etc
.

- **En rocas volcánicas, tobáceas y pórfidos félsicos a dioriticos, como en Las Cristinas, Brisas del Cuyuni, Valle Hondo.**

Los Depósitos de Pórfidos de oro y de cobre-oro, se forman en zonas de convergencia sobre zonas de subducción, en arcos de islas y en arcos magmáticos más preferentemente. La mineralización aurífera ocurre en y alrededor de los pórfidos, generalmente de composición dioritica a granodioritica, emplzadas a niveles subvolcánicos en los CRV y comagmáticas y coevales con las rocas volcánicas andesititas y daciticas. Tales depósitos se relacionan con fallas o alineamientos teutónicos regionales, paralelos a la antigua zona de subducción. Las Cristina es interpretado como un depósito modelo pérfido de oro-cobre, similar en cierto modo a Omai, Valle Hondo. Etc. No obstante en Las Cristinas, más del 30% del oro esta en vetas de hasta con 1 m de ancho y 10 o más g/t Au.

Los Depósitos de Oro asociados a Sulfuros Masivos Volcánicos ocurren en zonas driftadas de pisos oceánicos, en o cercanos a los rifts del medio del océano y a los rifts de las cuencas detrás del arco de islas. Los CRV y sus ambientes tectonovolcanogénicos del EG son favorables para localizar este tipo de depósitos de SVM con oro. La zona de sutura o discordancia entre los CRV de Pastora y Botanamo, constituye una estructura favorable para el emplazamiento de estos SVM. Entre los sitios más favorables se citan el del Valle del Río Marwani, donde coliden en ángulo alto ambos tipos de CRV (alli los cherts mineralizados y los sulfuros son ambundantes); la zona de contacto del CRV de El Callao con el CRV tipo Caballape, de Las Flores, donde anomalías importante de Cu-Ni-Co, cherts mineralizados y duricostras ricas en sulfuros oxidados, han sido observados y al N-NW de La Camorra en el contacto de CRV tipo Botanamo con CRV tipo Pastora, en y cercano a Belkis, con depósitos de sulfuros perforados por Tombstone, con Zn-Cu y muy bajo contenido de oro.

Los principales **distritos auríferos de la Provincia Pastora son los siguientes:**

1. **Distrito Aurífero El Manteco**
2. **Distrito Aurífero El Callao**
3. **Distrito Aurífero Bochinche**
4. **Distrito Aurífero Botanamo**
5. **Distrito Aurífero Marwani**
6. **Distrito Aurífero Guariche**
7. **Distrito Aurífero Camorra-El Dorado**
8. **Distrito Aurífero Kilómetro 88**

DISTRITO AURIFERO DE EL CALLAO

El **Distrito Aurífero de El Callao (DAEC)** es el de mayor tradición y conocimiento de la Provincia Pastora. Allí fue descubierto oro por primera vez, quizás, hacia el año 1827. Sin embargo, fue en Aroa, Estado Yaracuy, donde primero se localizó, a comienzos del siglo XVII, algo de oro asociado a piritas cupríferas en los Esquistos Verdes de Agua Viva, de la Formación Aroa, de edad Cretácico Temprano. Estas minas de Aroa fueron propiedad del Libertador Simón Bolívar, quien las reclamó al Gobierno del general Páez, el cual hizo caso omiso a tal solicitud, para dejarlas como herencia a sus sobrinos naturales.

El **DAEC** es muy similar al CRV de Abitibi y para El Callao, Mendoza (CVG 1.992, informe inédito) estimó unas 2.000 t de oro. Guilloux (Minerven, 1.994 informe inédito) calculó un potencial de 740 t de oro en solo 12 concesiones (6.000 Has) de Minerven en El Callao, teniendo más de 100.000 Has de CRV todo el DAEC. Los CRV en las provincias de Pastora (98%) e Imataca (2%) cubren unos 90.000 Km2 con un potencial mínimo de unas 5.000 t de oro.

Mendoza (1.988) estimó ese potencial promedio en unas 8.000 t de oro y Sarmenteros (1.991) en 10.000 t de oro. Tecmin (1.993) con el USGS determinó un potencial de 4.3 a 5.4 grandes depósitos por cada 1.000 Km2 de CRV, o sea unos 300 a 400 depósitos importantes de oro para todo el Escudo de Guayana, para unas 5.000 t de oro, y particularmente de ellos 1% a 5% podrían ser gigantes, con varios millones de onzas de oro cada uno.

Solamente en Brisas del Cuyuni y Las Cristinas se han probado unos 20 millones de onzas de oro, pero su potencial final de extracción, dependiendo mayormente de los precios del oro, podrían ser mayor al doble de esa cantidad presente, es decir que sólo dos depósitos contarían con unas 1.000 t de oro.

Los CRV del Escudo de Guayana contienen importantes depósitos de vetas hipotermales de cuarzo aurífero del subtipo de bajo contenido de sulfuros (<5% en promedio). Tales vetas están asociadas a zonas de cizalla y fallas y en general siguen **cuatro tendencias estructurales (Figura N 45):**

1. **NE tipo Colombia-América de Minerven, Lo Increíble, Bochinche, Las Cristinas y otras**
2. **NS tipo Coacia-Chocó, Fosforito, Day, etc.**
3. **NW como Laguna, La Camorra Zona Principal, Trend Morrocoy de Las Cristinas (Mezones, Hofman, Córdova), San Pollo, San Antonio y otras.**
4. **E-W como la Veta Chile en El Callao, Vetas Betzy y Canaima en La Camorra, Vetas Botanamo y Pilar Teresa en Botanamo y otras.**

Sin embargo, las mayores concentraciones de oro se producen en/o cerca de la intersección de zonas de cizallas, tal como próximo al cruce de la zona principal de La Camorra (N 70° W con la Veta Betzy (E - W) o la de la Veta Chile (E-W) con el trend

Colombia-Laguna (N 60° E) hacia la zona de las parcelas Chocó 2 y Chocó 10 en el Distrito Aurífero de El Callao, etc.

Sidder (1.995) concluye que el cambio de facies de la Formación Cicapra con la Formación El Callao y el contacto de falla de la Formación El Callao con la Formación Yuruari en Lo Increíble, entre otros muchos casos, representa una gran zona de debilidad y fractura tipo Larder Lake del CRV de Abitibi, Canadá, muy favorable para localizar depósitos auríferos. En general, los mayores depósitos, "ore shoots" o "bolsones", se localizan del lado ascendente de las fallas inversas que desplazan algo las vetas de cuarzo aurífero del DAEC.

Los depósitos de vetas de cuarzo aurífero de El Callao son similares a los de Abitibi, a los del CRV de Juneau del SE de Alaska, a las del CRV del Birrimian inferior de Africa Occidental, en particular a las de Mali (Syama) y Ghana (Ashanti, Prestea y Bibiani), localizados en o próximos a los contactos fallados y/o cizallados, en fracturas subparalelas formando ángulos bajos de unos 10° a 30° con la dirección principal de cizalla.

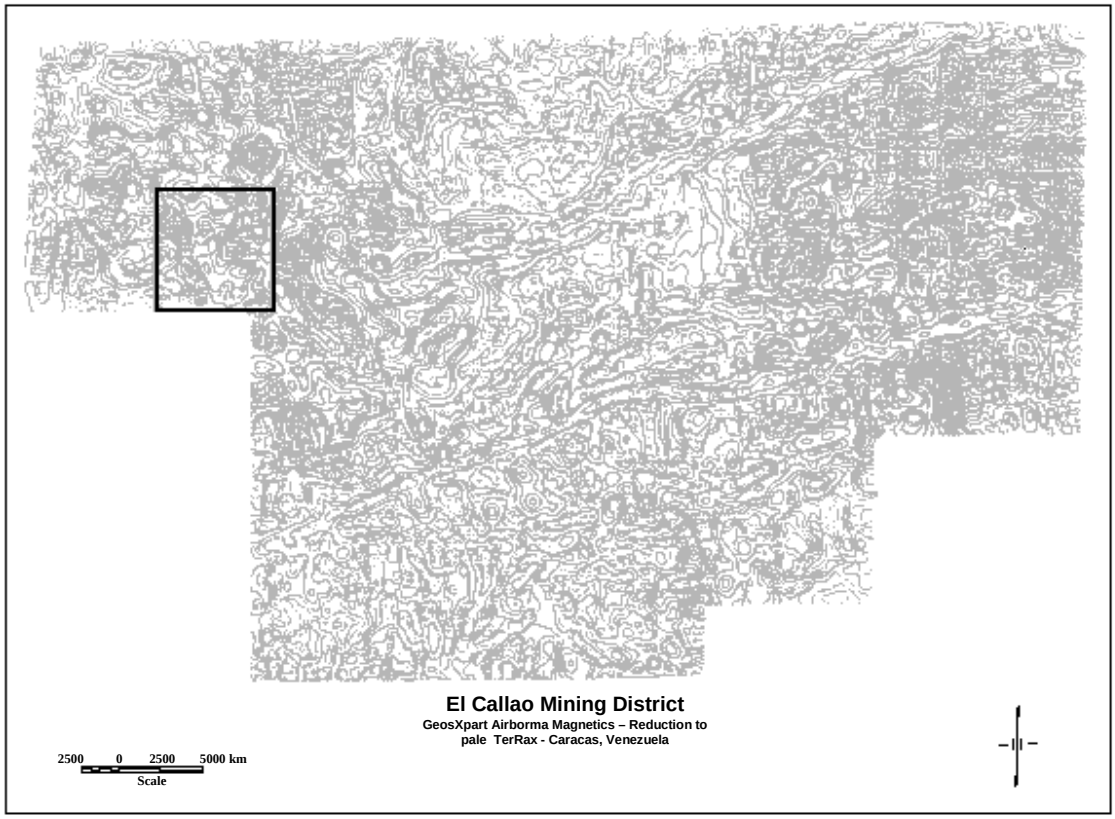
Tales zonas de cizalla en o próximas a la mineralización se caracterizan por la presencia de cherts, carbonatos magnesianos (más cercanos al depósito) y carbonatos ricos en Fe0 (en el depósito) como productos guías de alteración.

Los distritos auríferos más importantes de la Provincia Pastora son El Callao, Lo Increíble-Tomi, Las Cristinas, Uroy-El Foco, El Dorado-Camorra, Bochinche-Introducción, Marwani y El Manteco. Al Oeste del Caroní también existe mineralización aurífera en los CRV y algo en los CRV de La Esperanza-El Torno sobre Imataca, pero son mucho menos importantes que los localizados al Este del Río Caroní.

La tendencia estructural más dominante e importante es la NE, subparalela a la Falla de Guri N 70° E, con diques y sills de diabasas emplazadas a lo largo de ellas, como la Falla de Guasipati, la de Laguna, El Dorado y otras tambien NE pero que forman un ángulo mayor con la Falla de Guri, como Las Cristinas, Quebrada Amarilla (N 50° E) a E-W como la Mina Chile, Betzy, Canaima, Botanamo con Nuevo Callao, etc.

Las rocas graníticas, del Complejo de Supamo y de granitos más jóvenes, suelen contener poco (2-3% del oro total) a nada de oro, aunque los depósitos auríferos están genéticamente relacionados con ellos, en especial los pórfidos graníticos ricos en potasio o más jóvenes de formas redondeadas o dómicas, como fuentes de calor, cizallamiento, alteración, aporte de fluidos mágmaticos que se añaden a los fluídos metamórficos.

El Callao es el distrito aurífero más rico y famoso de Guayana, con más de 300 vetas (de 1 a 10 m de ancho, 100 a 3.000 m de largo) de cuarzo aurífero que han producido más de 250 toneladas de oro entre los años 1.829 a 1.999, con una producción pico, aun no igualada, de 8.194 Kgs de oro de la mina El Callao en el año 1.885 (Locher, 1.972) procesada con mercurio (para entonces aún no se usaba en gran escala el cianuro para la recuperación de oro).



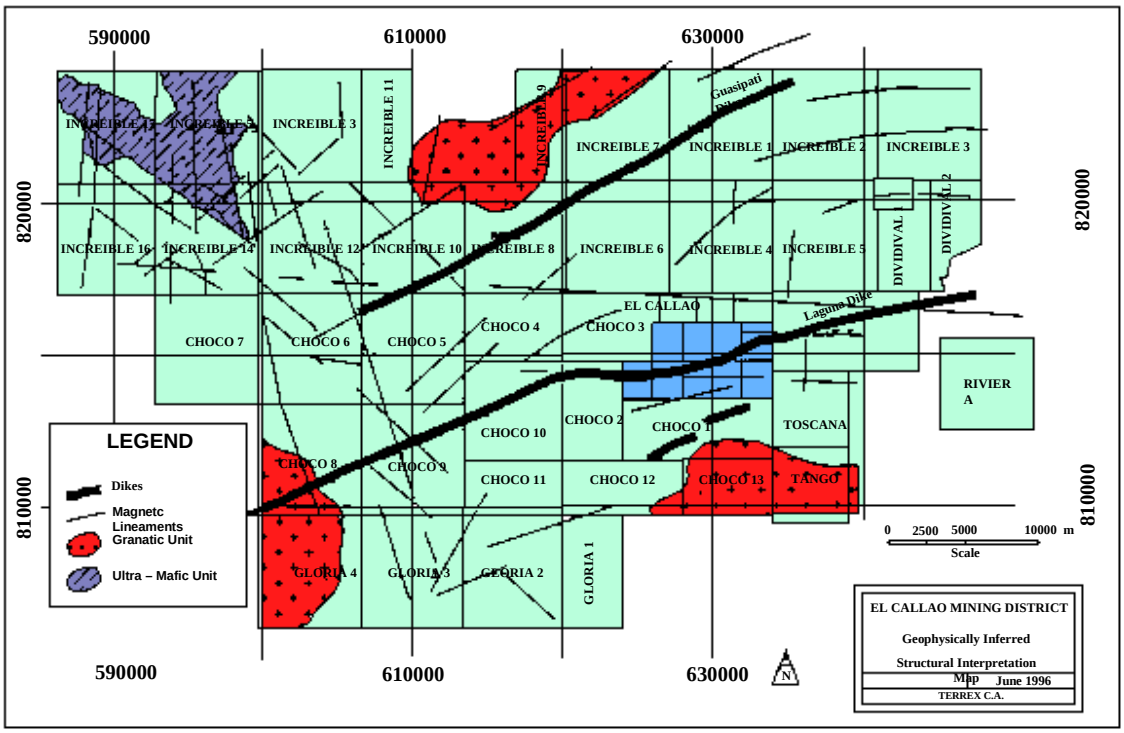
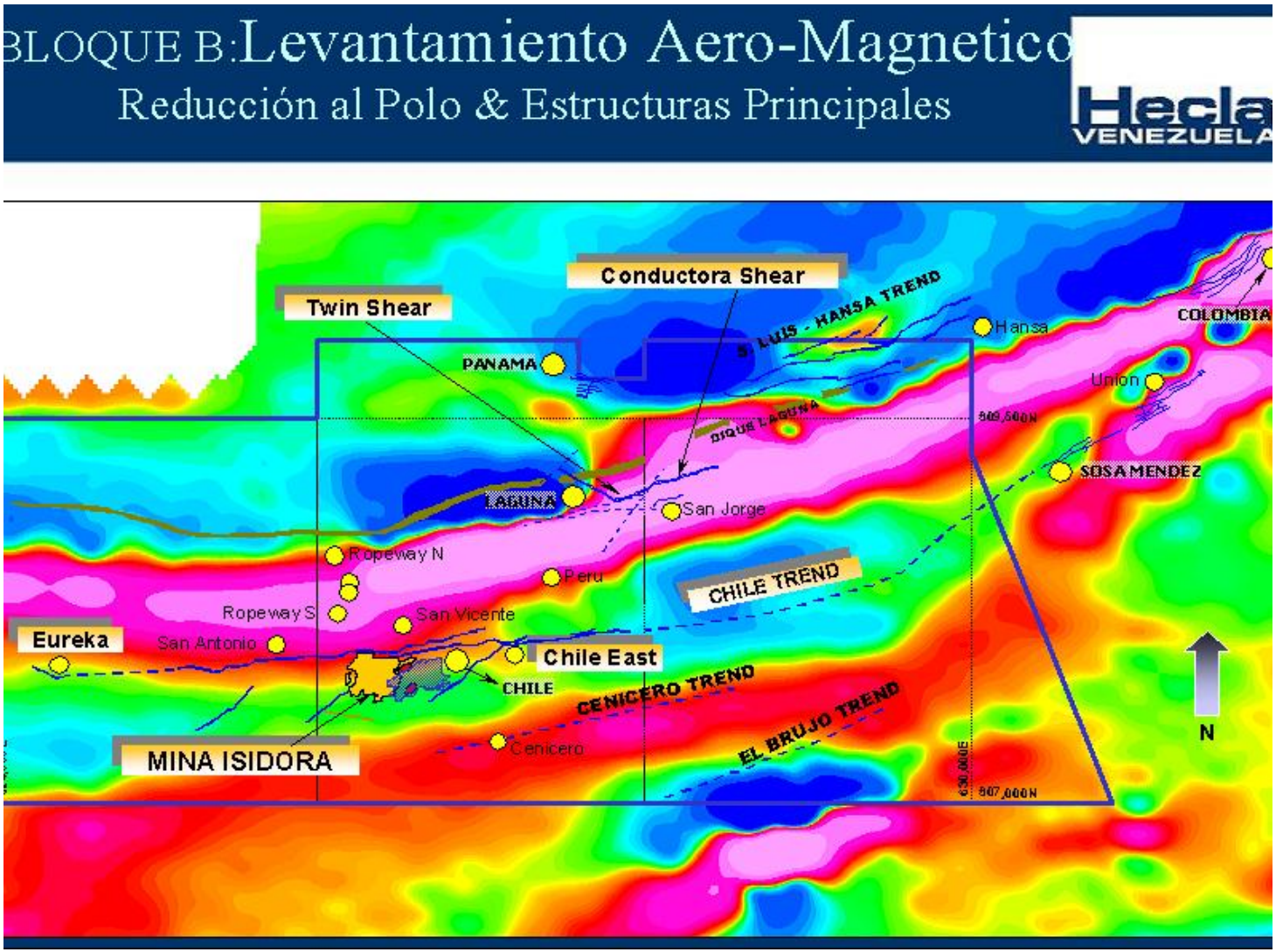


FIGURA N 41: MAPA AEROMAGNETICO Y ESTRUCTURAS PRINCIPALES (DIQUES LAGUNA, GUASIPATI Y OTROS) DEL DISTRITO AURIFERO EL CALLAO (MINERVEN, 1992)

FIGURA N 42: LEVANTAMIENTO AEROMAGNETICO ENTRE MINAS COLOMBIA Y CHILE CONCESIONES DE CVG MINERVEN, EL CALLO.



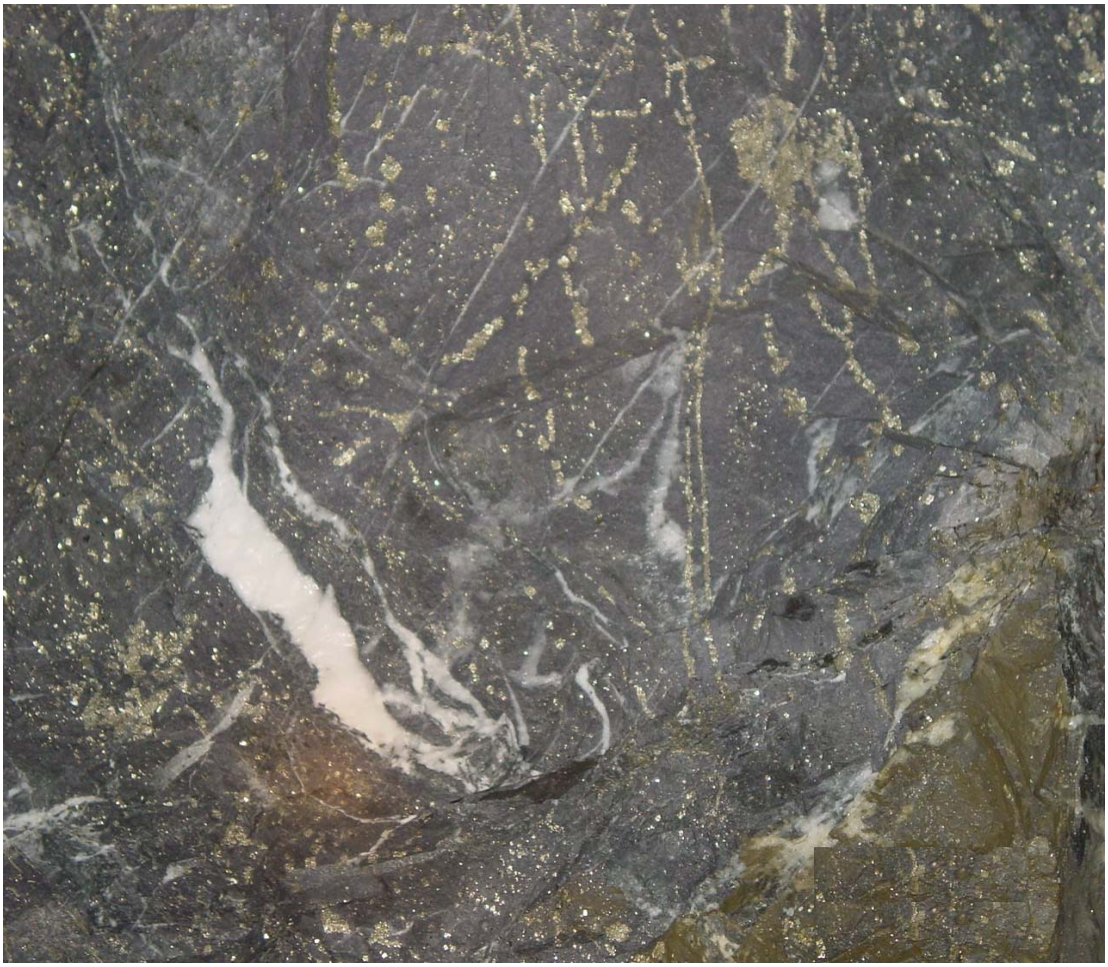
MINERALIZACIÓN (AU)	LITOLOGIA	ESTRATIGRAFIA	PRINCIPALES TIPOS DE MOCAS	ESTRUCTURAS MINERALIZADAS	ALTERACION
MINA UNION SOSA MENDEZ	Secuencia de lavas y Tobas félsicas. Secuencia de lavas máficas, basaltos, andesíticas. Sedimentos exhalativos. Secuencia de lavas basalto - andesíticas con diques o sills de diabasa - gabro. Lavas ultramáficas a máficas. Dique o sills de diabasa. Lavas ´máficas Basaltos Andesitas		Nivel de Tobas (lapillis) Nivel de Chert. Lentes de Tobas Zonas de "shear zone" con vetas de cuarzo. Nivel de conglomerados Argilitas. Chert. Vetas de cuarzo. Basalto. Andesitas con horblenda. Andesitas con carbonatos Basaltos Komatíticos. Tobas Andesíticas. Tobas con cristales. Tobas con carbonatos. Tobas variolitícas. Lavas almohadilladas. Andesitas alteradas. Vetas de cuarzo. Andesitas ´alteradas	Vetas de cuarzo Vetillas de cuarzo	Carbonatos difusos. Sílice (difusa) Vetas y vetillas de cuarzo, carbonato, pirita, óxidos de hierro Carbonatos Calcita Epidota Esfena.
MINA COLOMBIA	Dique de Porfido Andesitas Sedimentación Exhalativos Dique Laguna Andesita			Vetillas de cuarzo Vetas de cuarzo	Pirita gruesa o fina Carbonatos Calcita Dolomita Askerita-Siderita

TABLA 8. COLUMNA GENERALIZADA DE LAS ESTRUCTURAS DE LAS MINAS SOSA MENDEZ Y COLOMBIA (tomado de Guillloux, 1997)

CORPORACION VENEZOLANA DE GUAYANA

CVG MINERVEN

ZONA MINERALIZADA DE EL BOLSON NIVEL - 6



DIVISION DE GEOLOGIA

EL CALLAO 30 DE SEPTIEMBRE DE 2002

FIGURA N 43: "BOLSON" MINERALIZADO CON ALTO TENOR (> 40 g/t Au), EN EL NIVEL 6 DE LA MINA COLOMBIA DE CVG MINERVEN, EL CALLAO. AQUÍ LAS VETAS DE CUARZO AURIFERO TIPO COLOMBIA Y AMERICA HAN DESAPARECIDO Y SOLO SE OBSERVAN FRAGMENTOS, BRECHADOS Y NO BRECHADOS , DE VETILLAS DE CUARZO Y ROCAS MUY PIRITIZADAS (> 15%) Y ALTERADAS ULTRAMAFICAS (¿) CON ALGUN CONTENIDO DE Sb-As

Figura 44: LAVAS ALMOHADILLADAS, CIZALLADAS, N 50 E, 55 SE, DE BASANDESITAS ESPELITIZADAS DE LA FORMACION EL CALLAO, LOCALIZADAS EN LA CARRETERA GUASIPATI-EL CALLAO, 100 m AL SUR DE LA CURVA DE ACCESO A **LO INCREIBE,** MUY PROXIMO AL CONTACTO FALLADO DE LA FORMACION EL CALLAO CON LA FORMACION YURUARI. AQUÍ LA FORMACION EL CALLAO ESTA "MONTADA SOBRE" LA FORMACION YURUARI, POR FALLAMIENTO INVERSO

Minerven produce actualmente algo más de 3.000 Kgs de oro al año con unas reservas mínimas probadas de 1.6 Mt con 9.2 g/t de Au. Bonanzas ("Oreshoots") y recientemente un "bolson" mineralizado que entre los niveles 5 al 10 contiene 2.4 M oz Au en la zona de intersección de cizallas, que arroja valores excepcionalmente más elevados de los 60 g/t de Au. Entre el oro producido por las vetas Colombia-Amèrica (›1.5 M oz Au) y sus reservas (4.0 M oz Au) y potencial hasta los 1.000 m de profundidad debe superar los 6 M oz Au.

Guillioux (1.997) resume que la mineralización (**Tabla 8)** se localiza en El Callao en zonas de cizallas con diferentes direcciones (**Figura 42**):

1. **Alineamiento norte, N70°-80° E,** de 8-10 Kms de longitud por 200-300 m de ancho que es el más importante e incluye a la Mina Colombia (con la veta Mocupia-América de rumbo N 70°-80° E y la veta Colombia de rumbo N 45° E), San Luis, Hansa y Panamá;

2. **Alineamiento Sur** con las minas Sosa Mendez-Unión y Chile;

3. **Alineamientos próximos a N-S**, con fallas mineralizadas denominadas Gloria, Isbelia y Santa María y minas como Corina, Remington y otras. Además existen estructuras casi circulares, próximas a una gran falla inversa con desarrollo de brechas y milonitas, como la Falla Nacupay (N 70-80° W, 80° SW) que dieron origen a la veta más productiva con más de 60 g/t de oro como la veta El Callao. La veta Laguna también tiene forma semicircular que cambia de rumbo NW a EW y NE.

La mayoría de las vetas más ricas muestran cizallamiento y brechamiento de las rocas cajas, basandesitas, altas en Fe, almohadilladas o no, próximas al Dique Laguna, paralela a la fractura mayor del Escudo de Guayana como es la Falla de Guri, formando unos 10° a 30° con él, con fuerte alteración de carbonatos ankeriticos, con niveles exalativos de argilitas y cherts. Desde el punto de vista evolutivo, **Guillioux (1.997) distinguió las siguientes fases**:

A. emplazamiento de la secuencia volcánica (80-90%)-sedimentaria de los CRV de Pastora,
B. intrusiones félsicas (pórfidos cuarzo-feldespáticos) y máficas (gabroides a noriticas),
C. deformación regional (N 15°-20° E) y cizallamiento con cloritización de la zona cizallada:

c 1 Aumento de la deformación a frágil-ductil, metamorfismo regional

c 2. Alteración y cizallamiento en varias direcciones (N 70°-80° E de Mocupia, N 40° E de Sosa Mendez, N 70°- 80° O de Nacupay y N 10° W de Gloria; **(Figura 45**);

c 3. Desarrollo y circulación de fluidos hidrotermales metamórficos con fluídos magmáticas (presencia de turmalina) emplazándose las vetas y brechas de vetas en esas direcciones y

c 4. Cierre tectónico de los CRV-granitos sódicos contra las granulitas de Imataca, reactivación de fallas y cizallas, nuevas intrusiones, nuevas removilizaciones

hidrotermales, brechamiento y enriquecimiento en algunas vetas y en particular tramos donde el brechamiento y cizallamiento fue más eficiente.

Zonas de cizallas paralelas a subparalelas a las fallas de Guri y Nacupay, y en especial a su intersección, que controlaron los principales tipos de depósitos de vetas auríferas de la Provincia Pastora. Similarmente en el Norte de la Guayana Francesa la gran zona de cizalla que se denomina **Sillon Nord Guyanais**, asociada al evento Transamazónico, se extiende al Oeste por Regina, Tortue, Camp Caimán, Changement, Boulanger, St. Elie, St. Pierre, Paúl Isnard y Guyanais y pasa a Suriname, Guyana (Omai) y posiblemente hasta Venezuela, con los depósitos de Yaou, Dorlin, Sophie, Repentir, Antino, Benzdorp, Omai, y otros. Durante el Orinoquense o Nickeriano o K´Mudku, se produjo la removilización de tales cizallas.

Las **minas Panamá, Laguna-Santa Rita, Chile, Sosa Mendez-Unión** y muchas otras arrancan su historia productiva en la década de los años 1.880 pero no fue hasta fines del siglo XIX (1.897) que la Empresa Goldfields desarrolló y explotó la mina Laguna por casi 50 años hasta su paralización en el año 1.946. La mina **Laguna** se explotó por 14 niveles para una extracción de 1.300.000 t con 17 g/t de Au (22.5 t de Au) y aún le queda un potencial de hasta 1.000 m de profundidad de otras 80 t a 100 t de Au.

La veta **Chile** produjo hasta ese mismo año de 1.946 unas 400.000 t con 46 g/t de Au (18.5 t de Au) y el MEM perforó 44 sondeos entre los años 1.964-1.972 sobre la base de los cuales Reyes (1.994) calculó recursos identificados de oro por el orden de 1.700.000 t con un promedio cercano a los 13 g/t de Au hasta los 300 m de profundidad, pero su potencial hasta los 1.000 m de profundidad puede ser del orden de 150 t a 200 t de Au.

Estudios aeromagnèticos realizado por la Compañía Hecla (2003) muestran varios tendencias (**Figura N 42)** de hasta 7 o màs Km de longitud cada uno: 1) trend Mina Colombia-Laguna N 75º E, 2) trend N 50º E Sosa Mendez-Chile-Isidora-San Antonio-Eureka-Chocò; 3) trend N 35º E Cenicero y trend Cerro Brujo-Nuevo Mèxico.

La Mina Isidora fue descubierta y evaluada por Hecla (2003-04) y se localiza al oeste de la Falla Pinochet y de la Vieja Mina Chile. La mineralizaciòn se concentra en la veta principal M y en las vetas del football S, de rumbos E-W y E-NE de bajo buzamiento, 40º al SW, y ocurre en dos formas: 1) en vetas de cuarzo masivas (vetas J, M y S) y 2) stockworks (veta S). En el caso de las vetas J, M y S, el oro està asociado a eventos tardìos de alteración: **ankerita y sericita** que se sobrepuso a otro evento anterior rico en ankerita-clorita-silice-calcita.

El oro se presenta en las vetas de cuarzo: a) libre en tamaño, > 10 micrones a tamaño visible con componentes menores de Ag, Bi, Te y b) aglomerados de pirita. Hecla perforò unos 37.000 m en 151 sondeos evaluando un total de 570.000 t con 29.7 g/t Au de recursos y reservas que seràn explotadas en los pròximos 10 años.

Mowat (1.967) con más de 5.000 m de sondeos probó unas 870.000 t con 14 g/t de Au para la mina **Sosa Mendez-Unión**.

Sin embargo los geólogos Mowat, Guillioux, expertos de la Compañía de Asesoría Minera RSK y otros, observan y pronostican un decrecimiento del ancho de la zona mineralizada y de su tenor con la profundidad. Aunque esto es cierto para algunos niveles, lo contrario ha sido demostrado en la Mina Chile (nivel 10 y por debajo de él versus niveles 5 y 6), Minas Colombia/América y fuera de El Callao, la mina La Camorra en Guayana, Campbell Red Lake de Canadá, etc.

La aseveración del decrecimiento del tenor con el aumento de la profundidad es valida para ciertos intervalos y sobre todo para depósitos de paleoplaceres como Witwatersrand de conglomerados uraníferos-auríferos, pero no es válido para vetas hipo y mesotermales (orogénicas) de los CRV por lo menos hasta 1.500 o más m de profundidad, por dos razones:

1. **tectónica,** por la intersección de zonas de cizallas cada vez más amplias y pronunciadas, con mayor porosidad-permeabilidad disponibles y

2. por el **cambio litogeoquímico con la profundidad** de rocas más competentes toleiticas más superficiales o arriba en la secuencia de los CRV a rocas basáltico-komatiticas, menos competentes, más bajas en la secuencia de los CRV, haciéndose la zona de cizalla y de intersección de cizallas mucho más amplia, pudiendo albergar mayor volumen de fluidos mineralizantes en vías de cristalización en ambientes reductores con alto contenido de carbonatos ferriferos y/o alto contenido de arsenopiritas nucleadoras de la precipitación aurífera.

En la concesión **Chocó 10 del Distrito Aurífero El Callao, en rocas gabroides, Promotora Minera de Guayana,** basada en unos 14.000 m de sondeos evaluó unos 12.6 M de t de mineral aurífero con 2.2 g/t (equivalente a unas 880.000 onzas-troy de oro). Luego Bolivar Gold Corporation compró en el año 2002 el 70% de la compañía, con el 30% de Ferrominera Orinoco C.A.

BGC emprendió una nueva campaña de perforación, la cual concluyó con la perforación de 31.748.000 t de menas auríferas con un tenor promedio de 1.67 g/t para unas 1.700.000 onzas-troy de oro, a ser explotadas, en cuatro depósitos a cielo abierto u "open pit", de dirección aproximada N-S, denominados Rosika, Coacia, Rosika Oeste y Pisolita.

CVG Minerven colocó en concurso las parcelas Gloria 2, 3 y 4. En la parcela G 2, la estructura más prominente es la cizalla NE de Cerro México, que coloca en contacto meta-lavas tipo Formaciòn. El Callao con intrusiones gabroides. En Cerro Gloria o Caiguao se encuentran en contacto esas rocas con meta-volcanicas félsicas. En G 3 las estructuras más importantes mayormente en rocas tipo Formación El Callao son la Falla Capia y Cerro El Mono. En G 4 el contacto entre rocas graniticas del Complejo de Supamo y meta-lavas tipo F. El Callao está marcado por la Falla NE Maputo. Pórfidos intrusivos están en contacto de falla (Falla Quebrada del Medio) con rocas sin diferenciar el Grupo Carichapo.

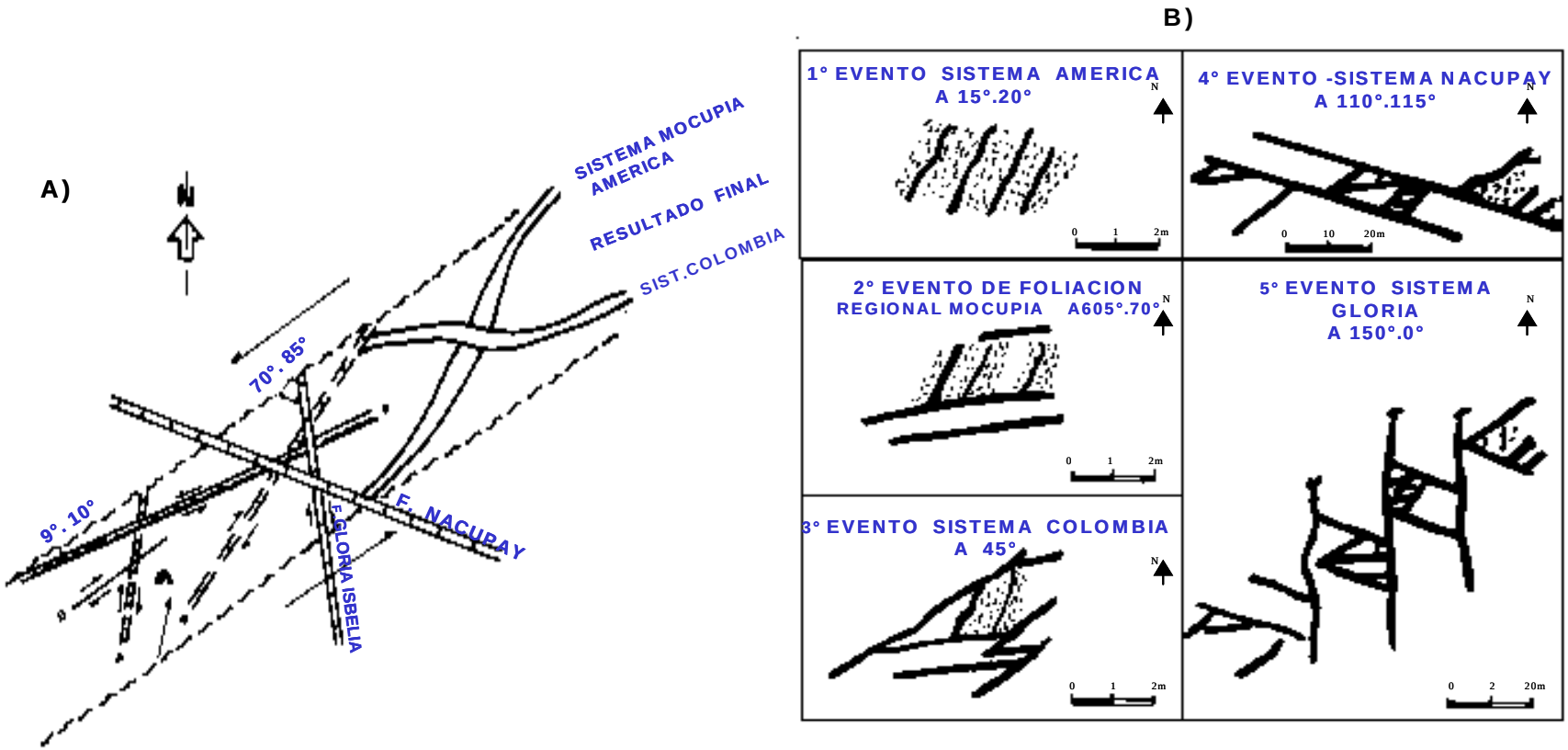


Figura N° 45 2.A) MODELO DE RIEDEL APLICADO A LAS VETAS DE LA MINA COLOMBIA
B) REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LA EVOLUCION TECTONICA DE EL CALLAO
(Tomado de Guillioux, 1.997)

Figura 46: Carretera Guasipati-El Callao, frente al puente sobre el Rio Yuruary, entrada a El Callao, se observa (foto de la izquierda) una combinación de brecha sinsedimentaria de "slumping" (fragmento de toba andesitica no cizallada) con una brecha tectónica, más antigua, (muy cizallada), originada por la **Falla Nacupay (N 65-75º W, buzamiento alto al Sur).** En la foto de la derecha se observan algunos pocos fragmentos cizallados y muchos fragmentos de limolitas, cherts, grauvacas y felsitas no cizallados, de brecha sinsedimentaria en zona de pie de surco turbidico. Los fragmentos de rocas de la derecha parecen pertenecer mayormente a la Formación Caballape y algunos pocos son del tipo Formación El Callao.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA	**VETA COLOMBIA**	**VETA AMÉRICA**	**VETA AMÉRICA**	**VETA AMÉRICA**
	Nivel 2	**Nivel 1**	**Nivel 2**	**Nivel 3**
Cuarzo	55	38	47	32
Ankerita	20,3	20,3	21	26,5
Pirita	2	4,6	4,8	7,1
Albita+Clorita+Feldespato	18	32	23	30
Galena	<,01	<,01	<,01	<,01
Arsenopirita	<,18	<,18	<,18	<,18
Esfalerita	0,01	0,04	0,02	0,04
Monacita+Esfena+Circonita+Cobaltita	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Calcopirita	0,02	<,01	0,01	<,01
Propiedades Físicas				
Densidad Real (gr/cm$^{3)}$	2,76	3,04	2,97	3,14
Área Específica (cm2/gr)x 1x104	2,21	1,94	0,9	2,06
Porosidad	0,6	0,5	0,6	0,5
Dureza (Mohs)	6,5 - 7,0	5,5 - 6,0	6,0 - 6,5	6,0 - 6,5

TABLA 9. CARACTERISTICAS MINERALOGICAS Y FISICAS DE LAS VETAS COLOMBIA Y AMERICA (Tomado de Aray, 1.998)

La mineralización de las vetas Colombia/América aumenta con la profundidad a partir del nivel 5 hacia abajo, en la zona de intersección o próxima a ella, de cizallas y vetas y posiblemente también lo haga a mayor profundidad, en el lado ascendente de la Falla Santa María.

Adicionalmente, por cambio de competencia de basandesitas toleiticas a rocas basáltico-komatiticas, más ricas en Mg0, menos compententes, con lo cual los espacios a recibir mineralizaciones son más amplios, bien en forma de vetas y vetillas muy delgadas que ocupan un gran ancho con muy alto a altísimo tenor, bien como una zona de vetas más ancha varias veces reabiertas y rellenadas con nuevas acumulaciones de cuarzo-carbonatos-sulfuros y oro.

Los depósitos de oro de **Lo Increíble** son de veta y diseminados, encajados en zonas de fallas y cizalla dúctil con desarrollo de importantes milonitas tipo S-C, boudinages y pequeños pliegues y micropliegues de arrastre. Corrimientos dextrales, en zonas de cizalla han colocado basandesitas toleiticas de la Formación El Callao (más antigua) sobre esquistos cuarzo-biotitico-muscoviticos de la Formación Yuruari (más joven). Day y otros (1.995) reportaron una edad de **2.131 ± 10 M.a en circones por U-Pb, de tobas daciticas de la Formación Yuruari**.

Sin embargo, el contacto de la Formación Yuruari con la Formación El Callao es de falla y la edad de ésta última permanece indeterminada pero con seguridad es más antigua de 2.130 Ma. La edad de la mineralizaciòn aurífera se estima cercana a la de Ashanti (2.090 Ma) y Las Cristinas (2.064 Ma), posteriores al metamorfismo y las intrusiones.

Los depósitos de oro de Lo Increíble están restringidos a una zona de mélange (esquistos sericiticos de la Formación Yuruari mezclados con esquistos biotitico-anfibolíticos de la Formación El Callao) con vetas de cuarzo.

El cuarzo puede ser de dos generaciones o más, un cuarzo de color gris oscuro con pirita, turmalina y oro y otro de color gris blancuzco, sin pirita y sin oro,. La producción registrada promedia un tenor próximo a los 12 g/t de Au pero al explotarse sufre una gran dilución difícil de reducir y controlar (Mina La Esperanza 10 g/t, Garrapata, 6 g/t, Lo Increíble 14 g/t, Talismán 11 g/t, etc.).

Otras zonas de vetas de alto tenor son las de Cicapra, Florinda y Mina México-Los Ingleses (N 45-50° E, 50° SE) y La Victoria, de las cuales se desconocen sus reservas, pero las producciones hechas por los pequeños mineros son en cuarzo aurífero de alto tenor.

En el DAEC también existen depósitos saproliticos, derivados de la meteorización y lixiviación de rocas gabroides, de bajo tenor, como los de PMG en las parcelas Choco 4 y 10 que sobre la base de más de 20.000 m de sondeos evaluaron cerca de un millón de onzas de oro en menas con < 2.8 g/t Au. Igualmente en la parcela parcela Chocó 6, Prominsur evaluó otra zona saprolitica sobre la base de unos 11.000 m de sondeos, para unas 300.000 onzas de Au de menas con 2.6 g/t Au.

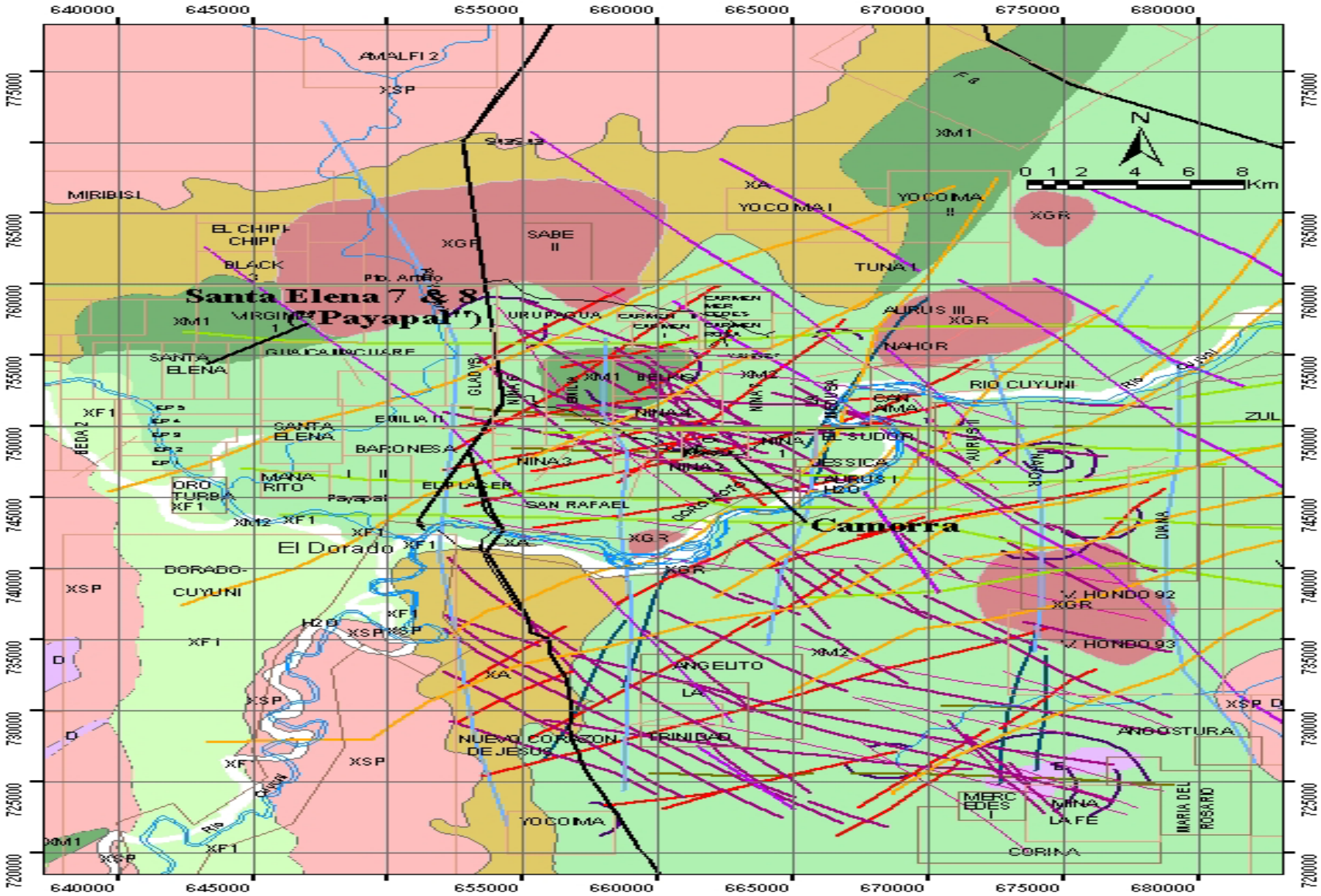


FIGURA N 46 a . GEOLOGIA GENERAL DEL DISTRITO AURIFERO EL DORADO (Según USGS-TECMIN, 1993) Leyenda:

D= diabasas
XSP= Complejo de Supamo
XA= Meta-lavas intermedias y basálticas.
XGR= Granitos intrusivos
XF1= Esquistos y filitas
XM1= Meta-lavas máficas e intermedias
XM2= Meta-tobas, meta-lavas y piroclásticas intermedias

FIGURA 47: MAPA GEOLÓGICO GENERALIZADO DE LA MINA CAMORRA, Y SECCION REPRESENTATIVA

(Cortesía de Dave Howe. Dic. 2000. Minera Hecla Venezolana. C.A.)

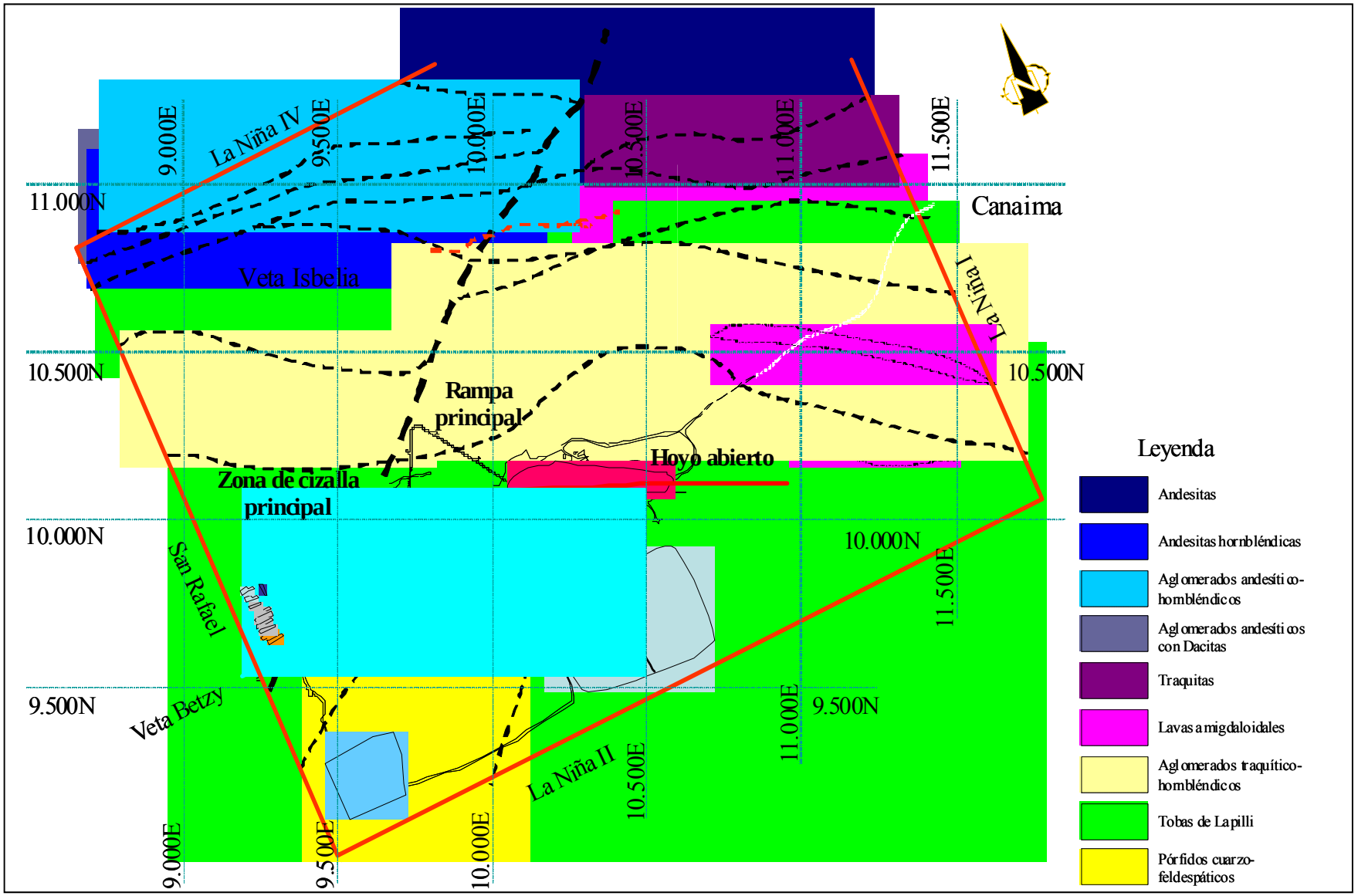


Figura 48: Brecha volcanica a ignimbritica, de compsiciòn andesitica a latitica, de la "Formación Caballape" (¿) o de la Formaciòn Venamo. Bloque de 4 m de alto por 2 m de ancho, localizado en la carretera Tumeremo-El Dorado, a unos 200 m al Norte del pueblo El Dorado.

En **Tomi,** mina localizada a unos 7 Km. al NE de El Callao, turbiditas epiclásticas, tobas y lavas de la Formación Caballape, plegadas y falladas, fueron intrusionadas y replegadas de nuevo (ESE-WNW, 105°-110°) por sills de gabros. Las cizallas de dirección 105°-110° sé interceptan con fallas inversas, de dirección N 80° E, con buzamiento de ángulo alto, repitiendo zonas inferiores. Hacia las narices de los pliegues en el gabro (tipo "saddle reef" de Vitoria, Australia) ocurre la mineralización aurífera, que decrece y finalmente desaparece hacia los flancos de los pliegues **(Figura 49).**

La mineralización se localiza en los gabros y no en las rocas de la Formación Caballape, por el doble efecto, textural-mineralógico, porque los gabros al ser de grano grueso presentan una mayor porosidad y facilidad al cizallamiento y a la formación de fracturas amplias de extensión que son rellenadas por grandes volúmenes de fluidos mineralizados hidrotermales; y porque al ser los gabros ricos en titano-magnetita, al ser atacada éstas por los fluidos hidrotermales mineralizados con sulfuros complejos con oro, reaccionaron y precipitaron pirita, oro y leucoxeno.

Los productos de alteración incluyen dolomita, sericita, caolin, calcita, clorita, sílice, turmalina y pirita. Los principales depósitos (Mc Kenzie, Charlie Richards y Milagritos) totalizan unos 3 Mt con 4 g/t que fueron explotados a cielo abierto y procesados en la Planta Revemin II C.A. Actualmente se trabaja en una rampa de acceso hacia los 200 m y más en profundidad para continuar la explotación de Tomi vìa subterránea.

Es de destacar que este tipo de mineralizaciones del DAEC pudo localizarse más al Este y Sur, incluso hacia las Guyanas y la parte de Africa Occidental. En particular, las **minas de oro de Ashanti** (Mccuaig, y otros, 2.000) entre lo extraído y las reservas existentes totalizan unas 900 t de Au, siendo quizás la mina de oro más grande en operación en el mundo. El oro ocurre como oro libre en las vetas de cuarzo y como refractario asociado a arsenopirita en las zonas de alteración, formado en y alrededor de las zonas de cizallas, en particular relacionadas a fallas transcurrentes siniestrales y a fallas inversas tipo corrimiento, más antiguas, pero reactivadas durante las cizallas siniestrales. Las bonanzas u "ore shoots" ocurren en las zonas de mayor dilatación.

Las zonas de cizallas se caracterizan por la abundancia de material carbonáceo-grafitoso de la secuencia metasedimentaria interestratificada con rocas volcánicas y félsicas intrusivas. La edad de mineralización de Ashanti es de 2.09 Ga, es decir Birrimian o Transamazónico del Escudo de Guayana. Situaciones algo similares a Ashanti se observan en Lo Increíble en El Callao y en Canaima (a unos 6 Km. al Este de la Mina La Camorra, al NE de El Dorado).

DISTRITOS AURIFEROS BOTANAMO Y LA CAMORRA - EL DORADO

El Distrito Aurífero Botanamo- La Camorra se extiende desde Las Flores-Botanamo Canaima a Camorrra, San Rafael y El Placer, Niñas, Emilia, Carmen Rosa, Urupagua, Yaneth, Payapal-Santa Elena y otras parcelas

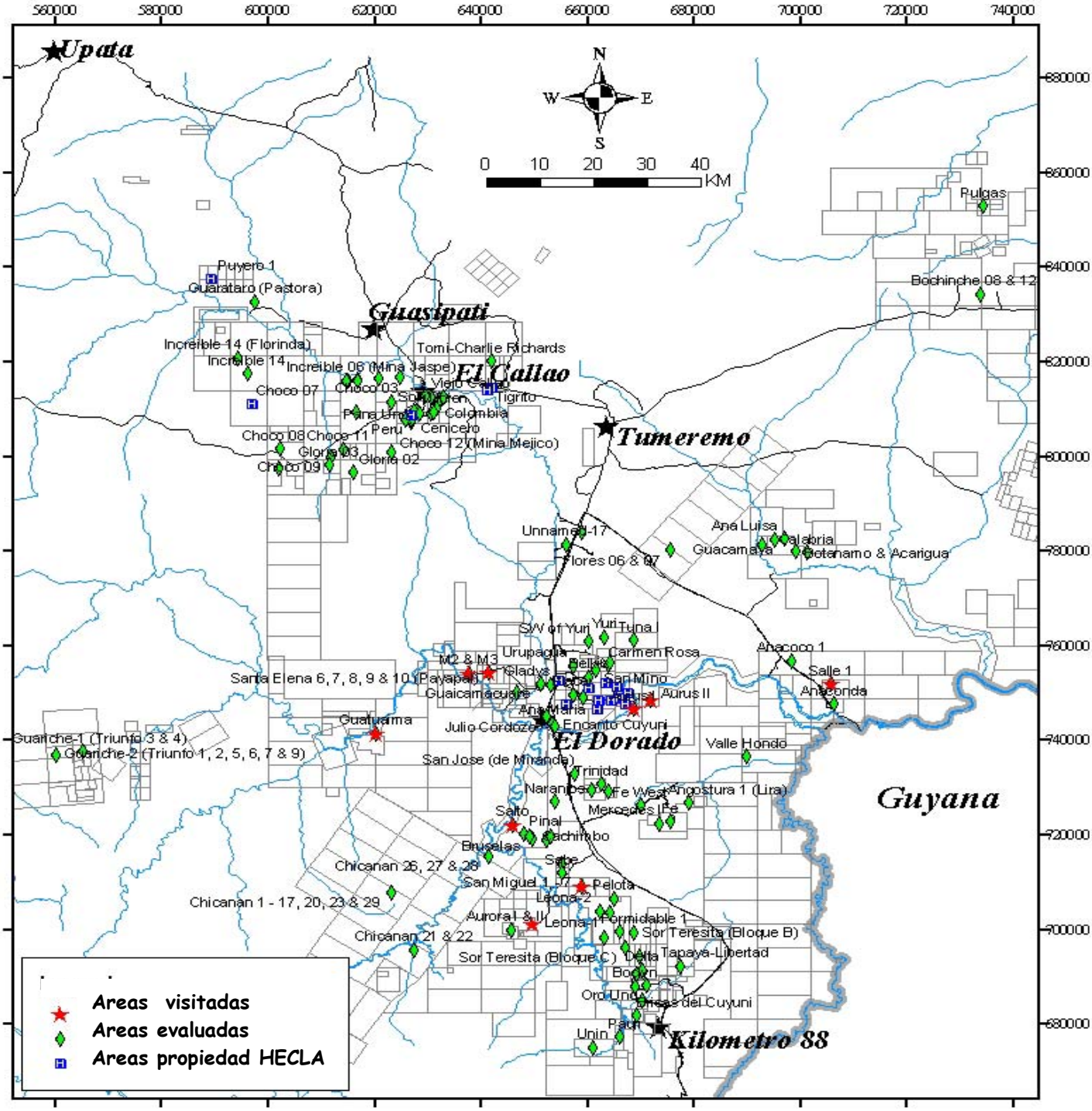


FIGURA N 49 A: MAPA DE DRENAJES Y CARRETERAS UPATA-KM 88, MOSTRANDO ZONAS AURIFERAS Y RED DE CONCESIONES Y CONTRATOS MINEROS

En **Las Flores,** localizado en el contacto Complejo de Supamo-CRV tipo Pastora, en la carretera Alcabala Casablanca-San Martin de Turumban, fue estudiado um complejo máfico-ultramáfico por Tecmin, donde identificó y perforó parcialmente una importante anomalía de Cu-Ni-Co. Según recopilación bibliográfica del USGS-Tecmin (1993) en el área aflora además cuatro unidades litológicas: 1) rocas graniticas sódicas tipo Complejo de Supamo, 2) meta-lavas básicas cizalladas tipo Formación El Callao, 3) meta-lavas intermedias y 4) meta-tobas con intrusiones de felsitas volcánicas.

Estas rocas están fuertemente cizalladas y falladas (con rumbo N 20-50º E) siguiendo la dirección del alineamiento Las Flores. Las meta-tobas tienen foliación N 65-70º E, 70º NW Las vetas, escasas, siguen dos trends en dirección WNW y ENE con anomalía geoquímica de 1 Km de largo por 200 m de ancho. La única mina de la zona, denominada Orduñez, con vertical de 45 m de profundidad, muestra altos valores de hasta 95 g/t Au, con un promedio superior, en un metro de ancho a los 30 g/t Au.

Las perforaciones de Tecmin localizaron a unos 80 m una capa delgada, de unos 20 cm de ancho de chert mineralizado posible indicador que debajo de él a cierta profundidad se localizan los sulfuros masivos con Cu-Ni. En superficie hacia el contacto de rocas tipo El Callao con rocas tipo Caballape tambien se observan horizontes oxidados o ferricostras, compuestos brechados y soldados con óxidos de hierro, hematita, limonita y oxidos de manganeso, posible guias también de la presencia de sulfuros masivos a profundidad.

En **Nuevo Callao-Botanamo** fueron reportadas menas auríferas comerciales en 1918. En 1923 la Botanamo Mining Company (BMC) explotó la mina localizada en la colina Botanamo, desde la superficie hasta los 350 ‘de profundidad.

En 1925 la Goldfields American Development Co, Ltd (subsididaria de la Compañía Gold fields de Sur Africa, que operaba las minas Chile, Laguna, Panamá y Sosa Mendez de El Callao) tomó el control de la BMC y explotó la Mina Botanamo entre los años 1927 hasta 1936, desde la superficie hasta 900 ‘de profundidad, para una producción acumulada de una 112.000 t con un tenor promedio de 44.8 g/t de Au para una recuperación de 161.000 onzas de Au.

El **Sistema de Vetas Botanamo** (SVB) tiene un ancho de 0.90 m a 4.50 m para un promedio de 2.10 m y se extiende por unos 350 m minimo, con trend E-W, buzamieto alto al Sur, a vertical, hasta ser cortado por un plutón dioritico. Las rocas cajas son meta-volcanoclásticas (tobaceas y/o grauvacas) de composición andesitica-dacitica, foliadas y metamorfizadas (facies esquistos verdes con epidoto-zoicita).

El sistema aparece al oeste de ese plutón y se continúa con el mismo rumbo hacia la parcela Botanamo II. El SVB incluye otras vetas como Pilar Teresa, Porfía, Minas T, S y P, Vetas 4 y 3, Veta Margarita, Veta Juan Gogo y Vetas Calabria y Bogarín.

Otro sistema de vetas, de trend N 50° E, por una distancia de más de 5 Km. se extiende desde **Nuevo Callao** (que incluye las vetas de El Limón, Limoncillo, Zona Principal,

Murciélago) hacia Culebra, Ana Luisa y Guacamayo. Este trend de vetas fue poco explotado por la BMC y la Goldfield. Sin embargo, la Greenwich Resources y BHP mostraron fuerte interés en el área, pero por la invasión incontrolable de pequeños mineros (hasta 3.000 mineros en los años 1995-1997) decidieron abandonar el proyecto.

Ambas zonas, Nuevo Callao-Guacamayo y Botanamo están invadidas por unos 400 mineros informales que operan actualmente en unos 20 huecos hasta los 90 m de profundidad en minería de sobrevivencia, debido a los altos precios del oro alcanzados recientemente (hasta $ 430 la onza-troy). La zona espera aún por ser evaluada, particularmente por debajo de los 300 m de profundidad y puede afirmarse que aún las vetas de alto tenor a esa y mayores profundidades esperan por evaluación y posterior desarrollo y explotación. Esta debe ser una zona muy importante de producción aurífera de vetas de cuarzo aurífero de alto tenor, pero quizás de distribución algo irregular.

Otras áreas de interés en el Distrito Aurífero Botanamo-La Camorra-El Dorado, son las zonas de vetas y vetillas de alto tenor de las concesiones **Helenas ("Payapal") , de La Trinidad y de Nuevo Corazón de Jesús,** que aún esperan por ser perforadas y evaluadas, pero que dado el éxito de los mineros informales, se anticipan altos tenores en desarrollos que pudiesen llevarse o no a escala industrial. En efecto, el hecho de que pequeños mineros sean exitosos, por su minería selectiva y de cero diluciones, no garantiza que pueda ser económica la explotación industrial o a gran escala de la misma. Tal es el caso de Santa Rita en El Callao.

La estructura **La Camorra**, localizada a unos 10 Km. al NE de la población El Dorado, según Howe y otros (1.994) sigue una zona de cizalla, deformación frágil-dùctil, de dirección N 65°-70° W con buzamientos altos al SSW, en rocas piroclásticas latitico-andesiticas (aglomerados, tobas lapilli y brechas de flujo) que están asociadas a traquitas y andesitas de la "Formación Caballape", o Formacion Venamo, que está a su vez intrusionada por diabasas y pórfidos de cuarzo (**Figura 47).**

La Zona Principal mineralizada se compone de cuatro sistemas aproximadamente paralelos que se denominan zonas A, B, C1 y C2 y la Veta Betzy (de rumbo E-W) aumentando el espesor de la zona mineralizada del Oeste hacia el Este, siendo las vetas de cuarzo piriticas auríferas más espesas en la zona B, con abundante alteración (propilitica-cloritización-carbonatos càlcicos-carbonatos ferrosos-silicificaciòn/clorita obscura-sericita-piritizaciòn de grano muy fino-oro).

La mineralización parece aumentar irregularmente tanto en espesor de las vetas, en especial B1, B y Betzy, como en tenor, con el aumento de profundidad. Vetas menores de dirección NE cortan la zona mayor de cizalla NO-SE.

El oro se encuentra mayormente en las vetas de cuarzo en forma libre y en el contacto y clivaje de las piritas. Es decir, que el oro precipitó post-pirita y es sintectónico tardìo con respecto a la deformación-alteraciòn. El tenor, que en promedio es de más de 20 g/t, siendo mayor en Betzy, incluso con dilución, generalmente aumenta con la profundidad, se relaciona al contenido de pirita en las zonas de alta carbonatización, segregaciones de piritas y en flexuras a lo largo del rumbo de las vetas.

Esta **Zona de Cizalla de La Camorra** pasa por San Rafael con dirección NW y se bifurca hacia y hasta La Emilia con dirección NNW con componente NS como la veta Day, y hasta Canaima, de trend casi E-W, paralelo al trend de la veta Betzy, en el Río Cuyuni al SE. En la **Mina Canaima (**Puerto El Algarrobo, Rio Cuyuni) se distingue una zona superior con cuarzo aurífero explotado a cielo abierto.

En **Canaima,** a pocos kms de El Dorado, se distinguen una **zona superior** compuesta de rocas volcanoclásticas latiticas a andesiticas, intercaladas con ignimbritas de la misma composición; seguida por una **zona principal** constituìda de rocas sedimentarias waquicas con algunas intercalaciones de rocas volcanoclásticas intermedias y la **zona inferior** y basamento está formada por areniscas volcanogénicas, tobas de lapilli, limolitas y argillitas que localmente resultan carbonosas.

Entre la zona principal y la inferior se localiza una importante zona de cizalla a la cual se relaciona la mineralización, que pudo ser promovida también por actividad hidrotermal generada por pórfidos de latitas tectonizadas, que intrusionaron las zonas de mineralización de Canaima, que resulta parecida a la Ashanti de Africa occidental. Este puede ser un interesante e importante distrito aurífero si es explorado en cierto detalle con abundantes perforaciones con recursos y técnicas adecuadas.

Hacia el Norte de La Camorra, es decir hacia las parcelas Niña VII y Carmen Rosa-Yanet se localizan trends NE y EO en rocas cizalladas basandesitas asociadas a alta silicificación y cherticización, del tipo Formación El Callao, pero más tectónizadas que las de la localidad tipo. Las vetas de cuarzo-aurífero, explotadas por la minería informal, son de muy alto tenor, pero aún se desconoce su potencialidad o recursos y tenores ponderados.

En San Rafael datos modernos, basados en varios cientos de perforaciones, sugieren la presencia de vetas y ore shoots de alto y muy alto grado- Sin embargo solo un pequeño porcentaje de las muestras analizadas muestran muy alto tenor y un moderado porcentaje de las muestras analizadas muestra una onza o más por tonelada de tenor. Al final se estima que el área debe tener un potencial del orden de hasta 1 millón de onzas con unos 15-20 g/t de Au en promedio.

En **Gladis, Guaicamacuares y Santa Elena 1-3 se observan rocas similares a las de La Camorra e intrusiones gabroides.** Vetas como las de El Cacique y El Casave han sido intensamente explotacdas por pequeños mineros.

Las Elenas 7 y 8 (Payapal) estàn cubiertas por meta-lavas y piroclásticas máficas a intermedias, metatobas y lapilli, similares a rocas de La Camorra. Algunos porfidos dioriticos se asocian a zonas de cizallas con vetas de buen tenor (Pozo Yhajaira, etc), Mina Cuji, Veta de los Ingleses, con altos contenidos de oxidos de Fe0 (5%/ de manganeso (3%) muestran muy alto tenor, aunque se espesor es menor (menos de 50 cm). Un modelo tipo pérfido de oro-cobre es postulado para esta zona.

En **Belkis en la localidad de Santa Inés se han encontrado horizontes de ferricreta, similares a los observados en San Mino y en Las Flores, indicativos de la presencia de sulfuros masivo.** En Belkis, la Compañía Tombston descubrió mediante perforaciones

sulfuros masivos compuestos de abundante pirita y algo de esfalerita con capas de 6 a 33 m de ancho con Zn entre 2 y 7% y bajo contenido de oro (0.20 g/t Au).

La zona de **Carmen Rosa, Yaneth, Yuri y Urupagua, contiene vetas de bajo a alto tenor intrusivas en rocas tipo Formación El Callao.** Estas zonas requieren de estudios más detallados para tener una idea de su potencial aurífero.

En **Urupagua** abundan las rocas graniticas y granitico porfidicas, pero hacia la parte central las rocas meta-tobas y piroclásticas intermedias tipo Formación Venamo de La Camorra. Sin embargo el potencial aurífero de esta parcela es desconocido.

La zona de Yuri se localiza más al norte, a unos 14º N-NE de La Camorra. La zona contiene rocas similares a las meta-tobas y meta-lavas intermedias a máficas encontradas en La Camorra, con monzogranitos y granodioritas similares a los de Urupagua.

Algunas trincheras en la zona muestran algunas vetas de cuarzo embebidas en rocas granitoides (granodioritas). Sin embargo, las vetas son de gran espesor (hasta 2 y más m). Sin embargo los tenores encontrados fueron muy bajos (menos de 1 g/t Au.)

La zona aurífera de Valle Hondo se localiza muy próxima al límite con la Zona en Reclamación en los ríos Apanao y Venamo. La zona ha sido perforada por varias compañías, buscando un depósito tipo diseminado, para más de 13.000 m de sondeos en unos 114 huecos y más de 4.000 m de trincheras, datos que sirvieron para que una famosa compañía identificara alli 84.5 Mt con 0.6 g/t Au para unos recursos de 1.6 millones de onzas de oro, de las cuales unos 600.000 onzas se localizan en y próximo a la superficie.

Varios sondeos interceptaron vetas de 1 a 4 m de ancho con alto tenor (10-100 g/t Au), pero tales vetas no fueron evaluadas en detalles para una posible explotación subterránea.

Es importante destacar que parte de la mineralización aurífera de Valle Hondo ocurre en forma diseminada en rocas granodioriticas. Rocas verdes del tipo Formación Venamo (Benaim 1996) circundan tales plutones dioritico-granodioriticos.

La mineralización de Valle Hondo es algo similar al tipo de mineralización de Omai en la Guayana Esequiba y en parte a Las Cristinas: CRV jóvenes como Venamo son intrusionados por plutones dioriticos a granodioriticos, produciéndose mineralización diseminada y de vetas y vetillas, pero aquí sin aparente calcopirita con cobre, pero al parecer con arsenopiritas, oxidadas en la zona superior. El ambiente tectónico pudo ser de cuencas detrás del arco de islas a arcos magmáticos.

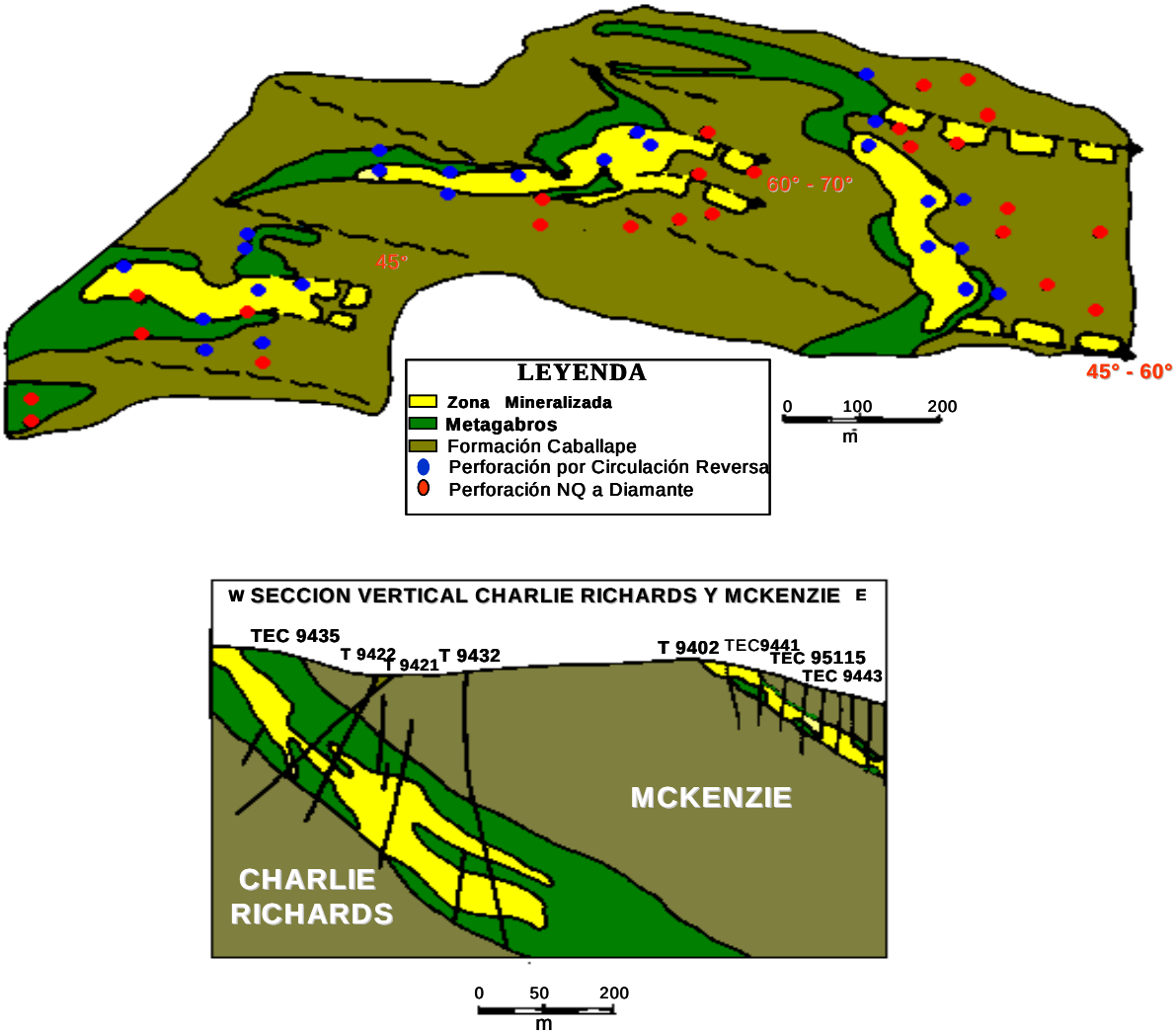


Figura N 49 . **DEPÓSITOS DE ORO TIPO "SADDLE REEF" CHARLIE RICHARDS Y MCKENZIE DE LA MINA TOMI, DISTRITO AURÍFERO EL CALLAO**
(Tomado de Canovas y Mendoza, 1.997)

DISTRITO AURIFERO GUARICHE—PARAPAPOY

El Distrito Aurifero de Guariche se localiza a unos 100 Km al Sur de El Manteco y comprende las parcelas y concesiones El Triunfo (1-12), Supamo-Parapapoy, Turagua, Guarura y otros. Geológicamente se compone de rocas del Supergrupo Roraima y de ventanas del basamento, constituídas de rocas graniticas del tipo Complejo de Supamo intrusivas en CRV del tipo Pastora. Toda la secuencia ha sido atravesada por diabasas de diferentes edades.

En el mapa geológico del USGS-Tecmin (1993) se distiguen las siguientes unidades: 1) diabasas, 2) rocas graniticas del Complejo de Supamo, 3) rocas graniticas más jóvenes, intrusivas en Supamo 4) Rocas sedimentarias de Roraima, 5) mica-esquistos y filitas, meta-cherts y rocas meta-tobáceas félsicas, 6) Meta-lavas y meta-tobas máficas a intermedias-

Los principales lineamiento y fallas tienen dirección NNW y NW. Tales estructuras suelen estar acompañadas de zonas de cizallas, brechas tectónicas y desarrollo de fuerte esquistosidad.

La mineralización aurífera se encuentra en vetas emplazadas en dos dominios: uno gabroide (garbos, dioritas, tonalitas, granodioritas) y otro dominio de esquistos máficos a ultramáficos, con alto contenido de magnesio, de un CRV. Las vetas de cuarzo más productivas son aquellas con mayores contenidos de oxidos de hierro, manganeso y con alteración de ankerita y pirita, aunque calcopirita y pirrotita suelen estar presentes en cantidades muy pequeñas. Las vetas tienen en el dominio gabroide tendencias N 10º E y N 50º E, y rara vez N 20º W.

Basados en más de 11.000 m de sondeos, TAu identificó recursos medidos e indicados por el orden de 5.6 Mt con 2.08 g/t Au para unas 374.000 onzas de oro y 8 Mt con 2.0 g/t de oro de recursos inferidos para unas 520.000 onzas de oro, y un gran total de 13.6 Mt con 2.03 g/t Au para una 894.000 onzas de oro entre recursos medidos, indicados e inferidos.

DISTRITO AURÍFERO KILOMETRO 88: LAS CRISTINAS

El Km 88 es uno de los distritos auríferos más importantes del Escudo de Guayana, explotado irracionalmente en su parte superior saprolitica, oxidada y de aluviones relacionados, con una producción estimada anual superior a las 6 t de oro durante los años 1.983 a l.988. **En Las Cristinas** afloran las siguientes unidades:

1. Un CRV, formado por una secuencia superior volcano-sedimentaria tipo Formación Caballape (meta-lavas, tobas de cenizas y cristalinas, lapilli y piroclásticas intermedias, andesitas, pórfidos andesiticos, metasedimentos y esquistos sericiticos) metamorfizados a muy bajo grado, subesquistos verdes, con intrusiones de diques y pórfidos cuarzo feldespàticos y pòrfidos dioriticos.

2. Intrusiones de granitos, granodioritas y cuarzo-monzonitas tipo Complejo de Supamo e

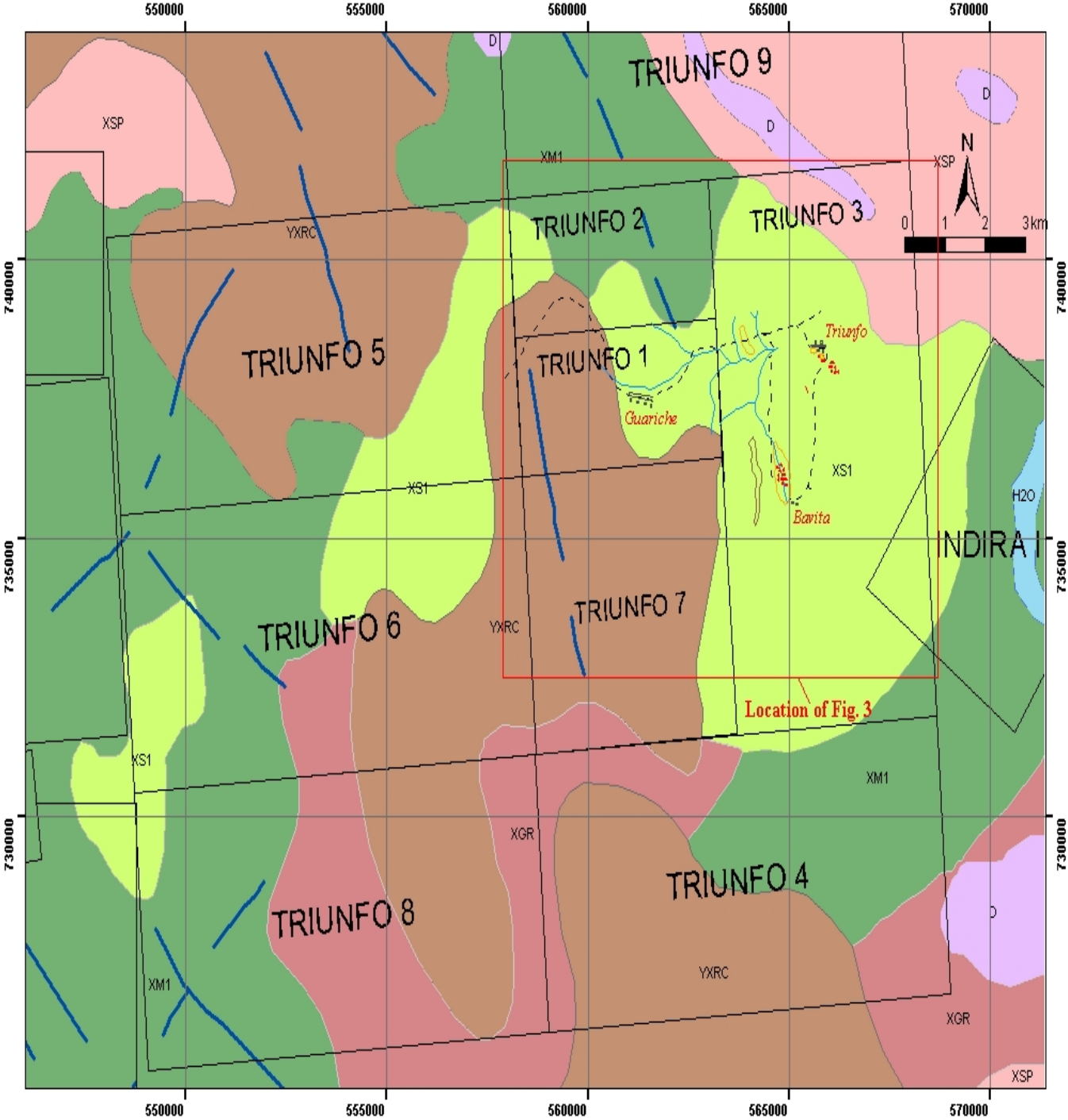


FIGURA 49 a: MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DE GUARICHE (USGS-CVG TECMIN, 1993).

Leyenda: D= diabasas. XGR= rocas graniticas
XSP= Complejo de Supamo YRXC= Grupo Roraima
XS1= Mica--Esquistos u filitas tobaceas intermedias y félsicas
XM1= meta-tobas y Metaladas máficas e intermedias.

3. Intrusiones de diques y sills de diabasas, gabros y dioritas. Los CRV han sido plegados con ejes antiformes NE-SW y fracturas de cizallas NNE, paralelas a la Falla de la Quebrada Amarilla y fracturas NW.

La Empresa Minca (CVG 30%, P.D.Venezuela 70%) evaluaò a partir del año 1.992 más de 12 millones de onzas de oro, mediante una intensa campaña de perforación (màs de 800 sondeos a diamante diámetros NQ/HQ, para màs de 110.000 m perforados), que equivalen a màs de 300 Mt con 1.18 g/t de Au, con una ley de corte de 0.60 g/t Au, y 0.14% de Cu.

El oro en Las Cristinas se encuentra generalmente libre y en las fracturas de los sulfuros (pirita y calcopirita) asociado en el **Depòsito Conductora-Cuatro Muertos** (con màs de 270 Mt con 1.16 g/t Au y 0.12% Cu) a zonas de intensa cizalla de dirección N 10°-30° E, 45-60° SW o **trend Cristinas** con alteración carbonàtico-epidòtico en màs de un 60% del volumen de las menas y alteración potàsica (biotita) en màs de un 20% del volumen de las menas (generalmente saproliticas

En otros depósitos como **Mesones-Sofia- Morrocoy-Cordova-Hoffman** las mineralizaciones de oro estàn asociadas a zonas de cizalla de dirección N 40° W, 80° SW o **trend Morrocoy,** en forma de vetas, vetillas y brechas piroclásticas e intrusivas, con zonas de alteración sericitica y en particular **turmaliniferas**. En este trend Morrocoy abundan más los sulfuros y las menas son de màs alto tenor en oro. Ambos trends estàn separados por la Falla de la Quebrada Amarilla de rumbo N 50 ° E. Se ha especulado que el trend Morrocoy es un equivalente pero rotado del trend Las Cristinas.

La mineralización de Cu-Au ocurre (Bernasconi, 1997) en forma diseminada, en vetas y vetillas y las menas se componen mayormente de piritas y calcopiritas con cantidades subordinadas de calcocita, covellita, molibdenita y oro visible. En resumen **se distinguieron unos cuatro tipos de mineralización**, que son:

1. brechas turmaliniferas ricas en Cu-Au

2. vetas y vetillas con cuarzo-pirita-Oro

3. vetillas y mineralización diseminada con Cu-Au

4. vetas de cuarzo con sulfuros y oro.

La **zona de alteración** se caracteriza por carbonatización, silicificación y propilitización sobreimpuestas al metamorfismo regional. El centro de calor se localiza en Mesones con pipas de brechas intrusivas ricas en turmalina y decrece desde alli hacia afuera con la destrucción de micas (digestión de clorita y sericita) con la neoformación de pertita, turmalina, topacio, esfena y ankerita. El proceso de mineralización se produjo en varias y superimpuestas fases, de las cuales se identifican: turmalinización seguida de soluciones ricas en Cu-Au, nueva turmalinización, piritizacion con Au. Como en el resto del Escudo, el proceso de concentración de Au parece estar asociado a uno o varios frentes superpuestos, ricos en carbonatos, en zona deformada dúctil-frágil.

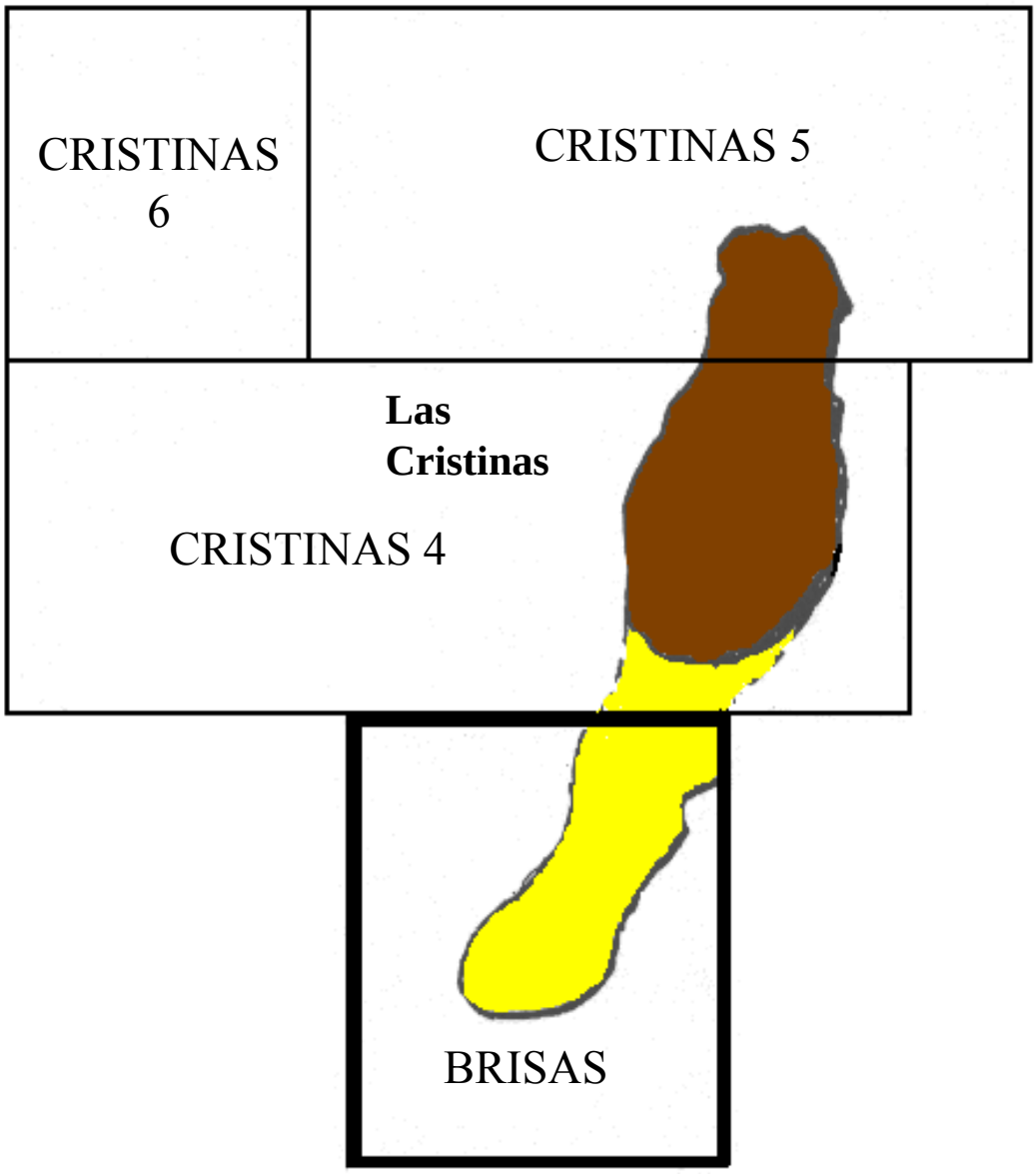


FIGURA N 50 **I. DEPÓSITOS DE PÓRFIDOS DE CU-AU DE BRISAS DEL CUYUNI - LAS CRISTINAS**

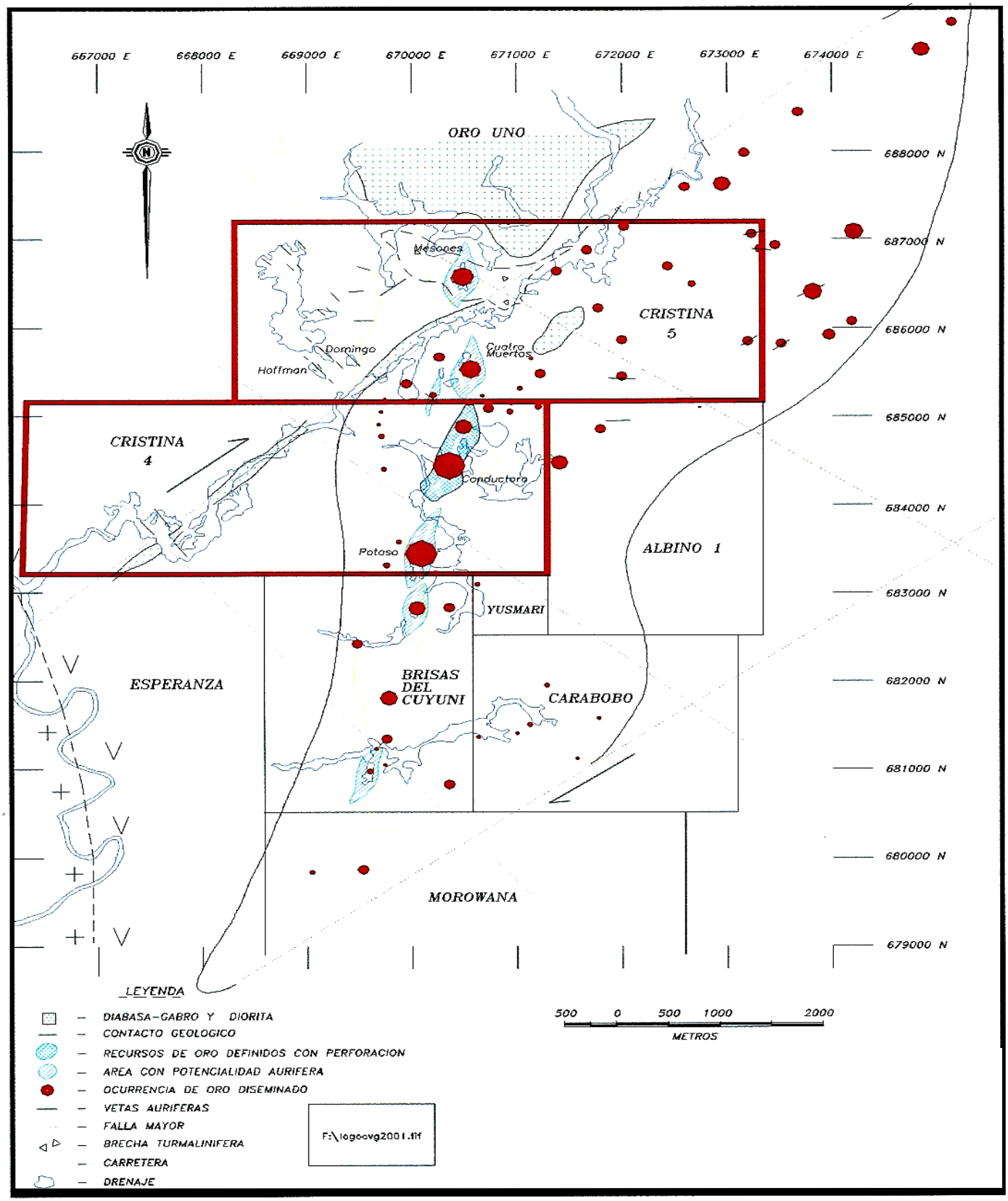


FIGURA N 51: PRINCIPALES TRENDS DE MINERALIZACION EN LAS CRISTINAS (Tomado de J. Candelaria en Excursión Cd Bolívar-Gran Sabana, 2002)

Estos depósitos con bajo Cu, bajo Au, muy bajo Mo, con sericita, biotita, carbonatos y epidoto, de carácter calco-alcalino, se formaron en ambientes de arcos magmàticos, próximos o en un borde continental activo tipo Andes, y apuntan hacia el modelo de **pórfidos de oro-cobre tipo Porgera** (Papùa, Nueva Guinea)**,** pero la abundancia de turmalina, presencia de topacio y de componentes con fluor, hace pensar en que la mineralizaciòn turnalinifera y asociados se sobreimpuso o abortò (Bernasconì comunicación personal, Abril 2002) al evento pòrfido con varios eventos de stocks intrusivos subvolcànicos a epizonales.

Los depósitos diseminados de **Conductora-Cuatro Muertos** pueden ser explotados por minería a cielo abierto pero deberan ser procesados en una gran y **única planta y que además sirva para todos los depósitos de la zona**, para menas auríferas con cobre que requieren de concentración de cobre-oro, vìa absorpciòn u otros métodos, y posterior recuperación y refinación en la zona.

Los depósitos de **Mesones-Hoffman**, que se presentan tanto en vetas, vetillas y brechas ricas en sulfuros y turmalina, asi como en vetas de cuarzo-carbonatos con bajos contenidos de cobre y alto tenor de oro, se podrían extraer por minerìa subterránea, pero su tratamiento, en especial las menas con oro-cobre, requieren de proceso metalúrgico similar al tratamiento de las menas del trend Cristinas y su recuperación resultarìa màs económico hacerlo en la planta ùnica.

Esta planta es vital para la explotación del mineral con oro-cobre de Las Cristinas y de depósitos circunvecinos y si el concentrado no se procesa en la zona sino en el Exterior, sus costos se elevarán notoriamente, y, dependiendo del precio del oro, podría hacer poco viable el desarrollo de los proyectos, tanto el de los depósitos diseminados como los de tipo vetas y brechas.

Las rocas cajas en que están emplazados estos tipos de mineralizaciones han sido referidas como meta-volcánicas y meta-piroclàsticas intermedias, próximas a y/o en un arco magmatico tipo Andes muy cercanas a la linea de costa del borde continental activo. Estas rocas fueron intrusionadas por plutones dioriticos de 2.154 Ma por Pb-Pb en circones y por pòrfidos cuarzo-feldespàtico de la misma edad. La edad de la mineralizaciòn dateada en biotitas fue de 2.064 Ma por el método Ar-Ar y la edad del metamorfismo, dateado en sericita de esquistos micàceos, varìa entre 2.139 Ma a 2.190 Ma por el método Ar-Ar. (Estos datos fueron cortézmente comunicados al autor por el Dr. A. Bernasconi en Abril 2002). Ambos tipos de rocas fueron intrusionados por gabros y diabasas anarogènicas de la Asociación Avanavero.

Brisas del Cuyuni se localiza también en el Km 88 como una continuación de Las Cristinas. Es un depósito de oro, asociado a sulfuros (diseminados en un 90%, masivos en forma tabular de dique o gran veta conocido como “Pozo Azul”, en un 10%). Las rocas huésped son tobas esquistosas andesiticas, submarinas poco profundas, **(Figura N 52)** tipo “Formación Caballape”, de edad Paleoproterozoico. Brisas del Cuyuni cubre unos 200 m de profundidad por 1.900 m de largo por 500 m o más de ancho, en una zona de intensa cizalla de dirección N 30°-45° E.

Los recursos evaluados por más de 800 perforaciones son de por lo menos 280 Mt con 0.70 g/t de oro y 0.14% de cobre para 0.90 g/t de oro equivalente. Las reservas probadas en Las Cristinas con las de Brisas del Cuyuni superan los 20 M de onzas. Los recursos geológicos totales en oro de ambos depósitos deben situarse en el orden de unos 60 M de onzas.

En **Bizcaitarra** se observa un trend de vetas, localmente, de hasta 1 m de ancho de dirección Mezones, o sea N 30-40º W. La roca caja es un micaesquistos caolinitizado con abundante oxidos de hierro.

Los sulfuros masivos volcánicos (VMS) no han sido explorados adecuadamente en la Provincia Pastora, debido en parte a la gran abundancia y fácil localización de depòsitos de oro, en los CRV tipo Pastora- Botanamo.

Sin embargo, en los CRV de Barama-Mazzaruni de la Zona en Reclamación, equivalentes de los CRV de Pastora-Botanamo, han sido localizados atractivos depósitos de VMS como en **Groete Creek** (1.525 m de largo x 10 m de ancho x 420 m de profundidad mínima para 33 Mt de menas con 0.25% de Cu), **Aremu,** Baramali Creek, Aranka y otros.

En los CRV de Pastora-Botanamo se tienen buenos indicios para localizar VMS hacia el **contacto discordante y fallado de la Formación Yuruari con la Formación Caballape.** La Formación Yuruari contiene las “mill rocks” , representada por tobas brechoides en la base o “football” y la Formación Botanamo registra tobas y lavas andesititas calco-alcalinas en el tope o “hanging wall”, similar al modelo de depòsitos de sulfuros masivos ricos en **Zn-Cu** de Kidd Creek del CRV de Abitibi cerca de Timmins, en Canadà.

Ejemplos notorios guiados por cherts no mineralizados hacia la base y cherts mineralizados con Fe, Mn, Zn-Cu ± Au-Ag, encima de los VMS, y que tienen que ser prospectados en detalle, en orden prioritario, se tienen los siguientes potenciales VMS:

a. **Valle del Rio Marwani** en el contacto fallado Formación Yuruari-Formaciòn Botanamo, con abundantes cherts mineralizados y mineralizaciòn de sulfuros,

b. Contacto Formación El Callao-Formaciòn Botanamo en **Las Flores**, en la carretera Alcabala Casablanca-San Juàn de Turumban (Anacoco),

c. Parcela minera aurìfera **Belkis** a 4 Km al NW de la mina La Camorra,

d. **Pozo Azùl** en Brisas del Cuyuni-Las Cristinas,

e. Zona de contacto Formación El Callao-Formaciòn Caballape, cerca de las minas Panamà y Laguna y otras zonas en el Distrito Aurìfero de El Callao,

f. Varios puntos en la zona de El Foco.

Tambièn existe un buen potencial de **VMS del tipo ofiolitico**, que requieren estudios detallados, que en orden prioritario a ser estudiados para prospectar posibles depòsitos de **Cr-Ni-Pt-Cu-Au**, en detalle son: 1) **Complejo de Verdùn** cerca de la Piedra del Supamo, 2) **Pistòn de Uroy-Chicanan**, o **Complejo Màfico-Ultramàfico de Mochila** 3) **Las Flores**. Diques anulares como el de Nuria , intrusivo en los CRV-granitos de Supamo, para potenciales depòsitos de Cr-Ni-Pt-Au, tampoco han sido estudiados en detalle.

En la regiòn del Alto Rio Caura, un gran dique de direcciòn N 10-20º E, intrusivo en rocas fèlsicas rioliticas y andesiticas, que produce anomalías circulares de Cr-Ni-Fe en el Cerro El Càcaro, aunque se desconoce su edad, podrìa representar un ejemplo similar al Gran Dique de Rodesia.

Hutchison (comunicación personal, 1994) piensa que Las Cristinas-Brisas del Cuyuni, en parte, puedan estar asociadas a sulfuros masivos. El autor de este trabajo postula un modelo de pórfidos de oro, o de oro-cobre (abortado por intrusiones félsicas proveedoras de calor e hidrotermalismo) dado el bajo contenido total de Cu en ambos

CHICANAN-EL FOCO

Al Oeste del Río **Chicanan** aflora el **Complejo Máfico-Ultamáfico de Mochila** y al este del mismo río afloran rocas metá-volcánicas y meta-tobas intermedias y félsicas, meta-sedimentarias cizalladas y pórfidos alterados. El CMUM intrusiona CRV tipo Pastora, tiene cierta semejanza con el Complejo Máfico-Ultramáfico de Verdún e internacionalmente con el Gran Dique de Rodesia.

Algunas piroxenitas de grano grueso suelen estar mineralizadas con platinoides con valores moderadamente interesantes. Las rocas que afloran al Este del Río Chicanan están localmente atravesadas por vetas y vetillas que pueden ser explotadas como un depósito a cielo abierto de unas 500.000 onzas con unos 2 g/t Au, estando en Serucha la mitad de los recursos (unas 250.000 onzas de Au).

El Foco representa un depòsito de oro en brecha en forma de pipa, típica de los depósitos tipo pórfido, con oro, cuarzo, carbonatos y pirita y fué localizado por geólogos de la compañía Homestake, en la intercepción de dos estructuras mayores, en una zona estrecha, altamente milonitizada de rocas metavolcánicas máficas y gabroides.

Históricamente en El Foco se han extraido más de 1 M de onzas de Au de origen aluvional, entre los años 1930 a 1990. La Compañía Homestake ganó en concurso de CVG unas 13.700 Ha en El Foco, en las cuales bajo la Compañía Minera Rio Carichapo C.A. gastó unos 8 M de U.S.$ en trabajos exploratorios diversos (110 Km de picas para geoquímica, geofísica, 1400 muestras de suelos, 44.500 huecos con auger drill, 77 huecos a diamante, para 11.560 m de perforación) no satisfaciendodo las expectativas de la Compañía por lo que decidieron ceder sus derechos.

Según estudios del USGS-Tecmin (1993) en El Foco afloran las siguientes unidades: un CRV compuesto de meta-lavas y meta-tobas de composición intermedia y máfica, con cantidades menores de chert, metamorfizadas a la FEV (cuarzo-muscovita-clorita) y limitados esquistos anfibolíticos intesamente deformados. La mineralización-alteración es del tipo cuarzo- sericita- pirita ± turmalina a lo largo de dos zonas de cizallas: Quebrada Tuyuyo (con trend NNW) y Quebrada Derecha (WNW). En la intersección de ambos trends se localiza el pequeño depósito de oro Alcaraban (unas 60.000 onzas de Au con 2.4 g/t Au). Brecha intrusiva y/o de alteración de composición gabroide subyace tal depósito y también está mineralizada con bajo tenor (2 g/t Au),

El área ocupada por las parcelas **SABA, SAN MIGUEL, LA PELOTA Y LA LEONA** se localizan al oeste del Km 33. Conforme con los trabajos del USGE-Tecmin (1993), el área está cubierta por rocas del Grupo Botanamo (formaciones Caballape ¿ o Venamo ¿), compuesta mayormente de tobas intermedias y fèlesicas y algunos basaltos amigdaloides, deformados con trends N 35 º W.

De todas estas parcelas, la más interesante es **LA LEONA donde los depósitos son tipo Las Cristinas (**dirotita y cuarzo-dioritas) explotados en un gran pit de unos 700 m de largo por unos 300 m de ancho y 80 m de profundo, pit que tiene una dirección cercana a N-S (N 10º W). Dos trends de vetas, uno de ellos **Matayama** de 0,.60 m de ancho y aptitud N 40º E, 40º SE, con oro a la vista, es intrusiva en una secuencia de meta-tobas muy meteorizadas, con altos y muy altos tenores.

Otros trens trends, N 135, N 40 y N 350 (o sea N 45º W., N 40º E y N 10º W) registran gran abundancia de vetas y vetillas con cuarzo altamente mineralizados y por el bajo volumen de sulfuros masivos (<10%) versus diseminados y la presencia de Mo y abundante turmalinas,se postula un ambiente de un borde continental activo, inmediato o después del choque de un arco de isla con el continente.

A unos dos Km. al NW de **El Foco** se localizan las vetas de cuarzo aurífero de **La Bulla y El Tigre** de la parcela Aurora II. Estas vetas fueron explotadas a cielo abierto con retroexcavadora por unos 200 m de longitud, en vetas individuales de 20 a 50 cm de ancho, formando localmente estructuras de "pinch and swell", desde la superficie hasta los 40 m de profundidad con un rumbo aproximado N 40° W en una zona de intensa cizalla, en rocas volcanoclásticas félsicas en contacto con rocas máficas, asociadas a diques andesiticos e intrusiones de pórfidos cuarzo monzoniticos a dioriticos.

Las rocas volcanoclásticas parecen representar la parte más superior de un joven CRV culminando con algunas BIF (formaciones bandeadas de hierro). Las intrusiones son claramente meso a epitermales.

El cuarzo observado en las vetas a veces presenta cavidades y drusas que asemejan al cuarzo de depósitos epitermales. La zona próxima a las vetas se caracteriza por una intensa caolinitización muy similar a lo observado en Las Cristinas, San Pollo, San Antonio y otros depósitos saproliticos de menas diseminadas relacionadas a modelos tipo pórfidos.

En cualquier evento este es un depósito tipo transicional de meso a epitermal. No se observó mineralización diseminada tipo Cristinas, porque no hubo, al parecer una extensión mayor de la cizalla y de la ausente silicificación que suele acompañar en el cizallamiento. La zona ha producido unos 700 Kg. de oro desde 1991 a 1994 y no ha sido perforada aún por debajo de los 40 m para conocer su comportamiento, tenor y posibilidad de explotación subterránea.

San Pollo, El Piñal, El Salto en el Río Cuyuni es un trend cizallado mineralizado de unos 8 Km de longitud por unos 200-300 m de ancho de dirección WNW. Las zonas mineralizadas ocurre en la intersección de tres trends: E-W, que el es principal, N-S y NE La denominada "veta madre" tiene dirección N 20º E por una longitud de unos 150 m y ancho variable entre poco cm a 20 cm.

Esta veta contiene cuarzo euhedral, sericita y oro visible.. Las zonas mineralizadas muy cizalladas con vetas y vetillas de cuarzo entre pocos cm a 10 cm, varían entre 1 y 20 m de ancho y los tenores aunque variables (algunos hasta de 8 g/t Au), se mantienen en promedio entre 1 y 2 g/t Au. Las rocas dominantes parecen ser meta-tobas félsicas y porfidos muy alterados ambos.

Diabasas E-W, NE separan los depósitos, al estilo Potaso, entre Brisas y Las Cristinas. Es importante determinar si existen varias zonas mineralizadas cizalladas entre 1-20 m de ancho cada una, por que podrían totalizar más de 100 m de ancho las zonas individuales y tener un volumen importante, a pesar de su bajo tenor promedio (1.3 a 1 g/t Au).

Los valores de los tenores de las colas residuales del procesamiento por tamex registran valores variables y en ocasiones superiores a los 5 g/t Au. No se tienen perforaciones ni se conoce el tipo de roca original que contiene el oro.

Al parecer al alcanzar la zona del nivel de la mesa de agua, a unos 30-50 m de profundidad desde la superficie, se tienen aguas de color algo azul, lo cual podría implicar fuentes de calcopirita con cobre y oro, diseminadas en dioriticas porfídicas, como rocas receptoras originales de la mineralización.

Cercano a esas zonas, al Norte de las Cristinas, se encuentran viejas vetas de cuarzo aurífero, que al igual que la veta Carabobo, fueron explotadas por sus altos tenores, como Sor Teresita, Las Alaskas y otras. En realidad hubo en los años 90 alguna minería informal, pero poco exitosa. No se conocen datos de perforación en esa zona.

FIGURA N 52 MAPA GEOLÓGICO DE LA CONCESIÓN BRISAS DEL CUYUNI

Cortesía de Andrés Garcia, de Gold Reserve Inc., con motivo excursión UDO 2002

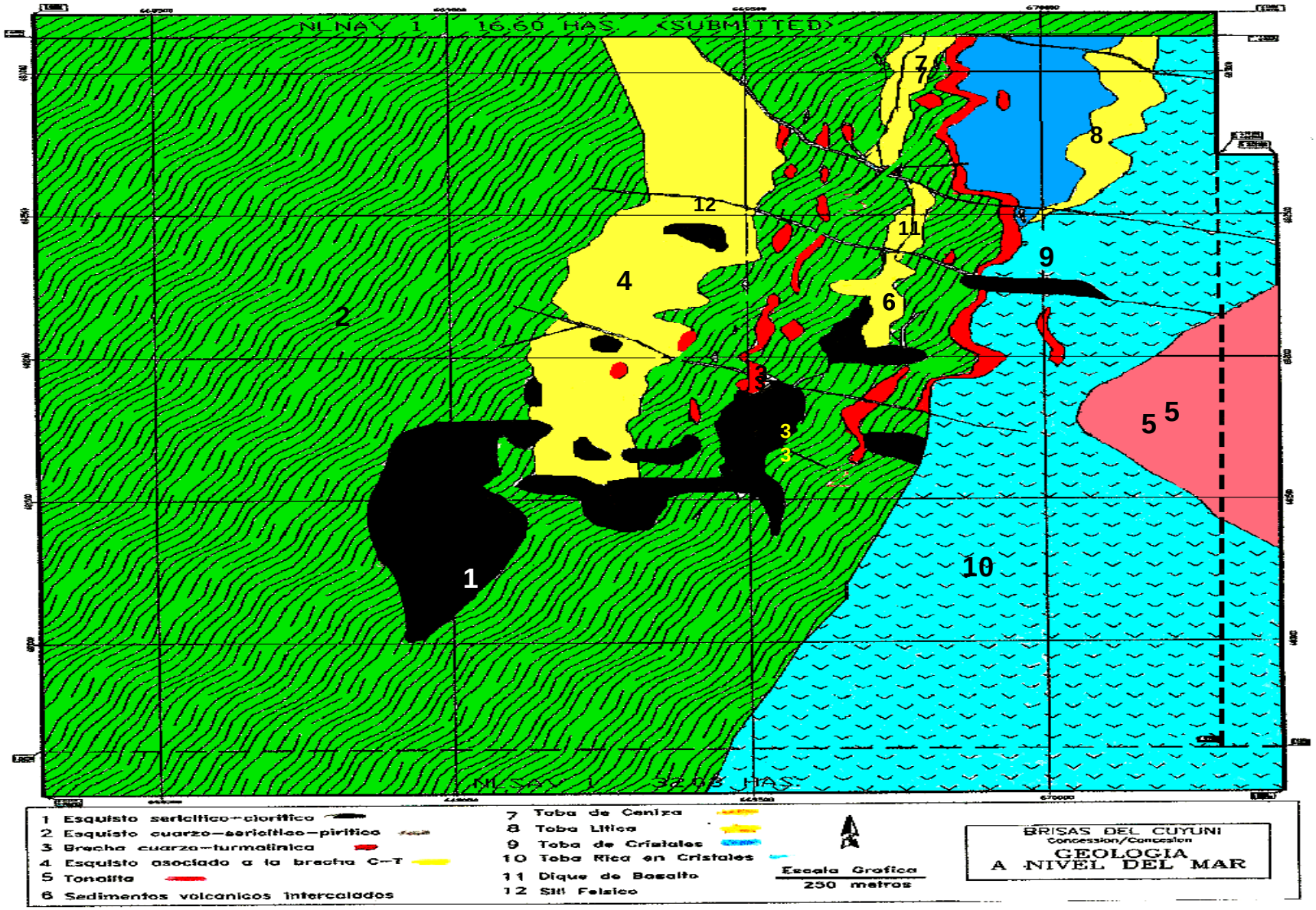


Tabla N 10. EDADES RADIOMETRICAS DE ROCAS INTRUSIVAS Y DE LA MINERALIZACION EN LAS CRISTINAS, ESTADO BOLIVAR, VENEZUELA (CORTESÍA DEL Dr. A. BERNASCONI, Abril 2.002)

TIPOS DE ROCAS	LOCALIZACIÓN	EDAD Ma	COMENTARIOS
Granito	Km 24, carretera El Dorado-Las Claritas	**2.087 ± 21**	Pb-Pb en circones. Isocrona de 3 ptos.
Basandesita	Las Cristinas TD874, 113.5-120.5	**2.143 ± 29**	Pb-Pb en circón, 1 pto concordante 1 pto disc
Pórfido cuarzo-feldespatico 1	CO290, 178-190 CO238, 189-196	**2.154 ± 6**	Pb-Pb en circones. 2 ptos concordantes
Pórfido cuarzo feldespàtico 3	C0174 105-126	**2.154 ± 5**	Pb-Pb en circones. 2 ptos conc, 1 pto discor
Granodiorita	EC 309, 123-140	**2.154 ± 2**	**Pb-Pb en circones Concordante/Confiab**
Andesita porfidica	C9213,226-238, C0240162.8-167 C0170 226-234 CM197. 245-248	**2.164 ± 20 U-Pb 2.164 ± 4 Pb Pb**	Bajo contenido U-Pb en circones; Buena edad Pb-Pb.
SERICITA	Afloramiento roca en Pozo Azùl	**2.139 ± 39**	Ar-Ar
SERICITA	Esquistos Las Islas	**2.190 ± 38**	Ar-Ar
BIOTITA	D12, 117.7-117.9	**2.058 ± 13**	Ar-Ar
BIOTITA	CM 92D, 179.1-179.5	**2.070 ± 29**	Ar-Ar
BIOTITA	CO 23, 46.15-46.30	**2-064± 9**	**Ar-Ar**

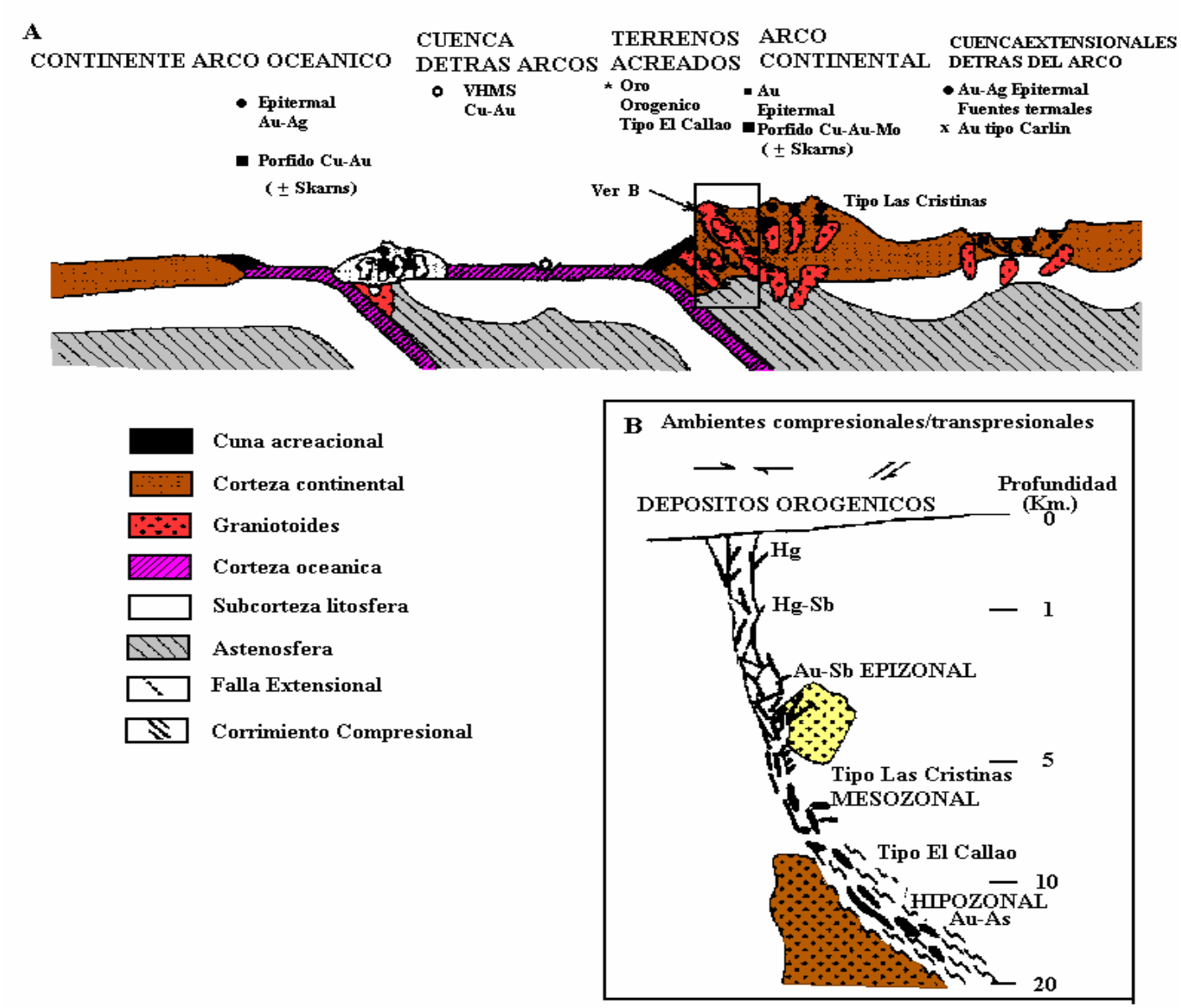


Figura 53.: AMBIENTES TECTONICOS DE FORMACION DE LOS DEPOSITOS EPIGENETICOS DE ORO. LAS VETAS **EPITERMALES,** LOS DEPOSITOS DE **PORFIDOS** ,DE **SKARNS DE ORO Y TIPO CARLIN** SE FORMAN **EN AMBIENTES** POCO PROFUNDOS (superficie hasta 5 Km. de profundidad), EN REGIONES **DETRÁS DEL ARCO Y DE AREAS DISRUPTADAS (RIFTED) CONTINENTALES DELGADAS Y FALLADAS.** POR EL CONTRARIO, LOS DEPOSITOS DE **ORO OROGENICO SE EMPLAZARON DURANTE EVENTOS COLISIONALES A NIVELES INTERMEDIOS A PROFUNDOS DE LA CORTEZA (**5 Km. hasta por debajo de 10 Km.) (Tomado de Goldfarb y otros, 2001)

PROYECTO	DUEÑO(s)	PAIS	RESERVAS TONELAJE	LEY DE ORO (oz/tc)	ORO CONTENIDO (oz)
Cerro Casale	Placer 51% / Bema -Arizona 49%	Chile	934.000.000	0,020	18.680.000
Las Cristinas	Placer 70% / Venezolana 30%	Venezuela	359.667.000	0,032	11.509.344
Pascua	Barrick 80% / Local 20%	Chile	172.047.000	0,059	10.150.773
Brisas de Cuyuni	Gold Reserve	Venezuela	284.600.000	0,026	7.399.600
Pierina	Barrick Gold	Perú	67.724.000	0,096	6.501.504
Cerro Laste	CVRD	Brasil	20.000	0,240	4.800.000
Minas Conga	Newmont 40% / Buenaventura 2% / CEDEMIN 40%	Perú	132.276.000	0,035	4.629.660
Lobo - Marte	Teck 60% / Mantos Blancos 40%	Chile	88.000.000	0,050	4.400.000
Cerro Vanguardia	Minorco 50% / Pérez 50%	Argentina	10.250.000	0,277	2.839.250
Namija	Placer 60% / Canuc 40%	Ecuador	9.500.000	0,230	2.185.000
Gaby	Ecuadorian Minerals	Ecuador	98.986.000	0,022	2.177.692
Lo Increíble	El Callao 70% / Bema 30%	Venezuela	18.298.363	0,115	2.104.312
El Peñón	Meridian Gold	Chile	8.800.000	0,210	1.848.000
Luiziana	Eldorado Gold	Basil	100.000.000	0,017	1.700.000
Passagem	Lysander 80% / passagem 20%	Brasil	5.511.500	0,233	1.284.180
Sao Francisco	Santa Elina Gold	Brasil	49.600.000	0,025	1.240.000
Curupi	Newmont 50% / Cambior 50%	Brasil	35.420.000	0,035	1.239.700
Yacu- Darlin	Guayanor 50% / Cambior 50%	Guayana Francesa	21.720	0,053	1.151.160
Manantial Espejo	Triton Mining	Argentina	4.960.000	0,225	1.116.000
Sabara	Placer 70% / Brasilena 30%	Brasil	13.695.988	0,076	1.040.895
Quicay	Barrick Gold	Perú	18.740.000	0,055	1.030.700

Tabla 11 PROYECTOS NO PRODUCTIVOS DE ORO EN SUDAMERICA CON RECURSOS DE MÁS DE UN MILLON DE ONZAS DE ORO (Tomado de Latinominería Publication, Mayo 1998)

Al Sur franco de El Callao, luego de pasar la Piedra del Supamo y el **Complejo Máfico-Ultramáfico de la Serranía de Verdún (CMUSV**) que corta e intrusiona con rumbo N-S a NE al cinturón de rocas verdes de trend NO con predominio de la Formación El Callao.

El CMUSV se compone del núcleo al tope de rocas gabroides, piroxenitas y peridotitas algo serpentinizadas, con altos contenidos de sulfuros (15%-20%) predominando pirita, pirrotita, calcopirita y pentlandita, con trazas de platinoides y oro. Esta zona no ha sido estudiada en detalle con fines geoeconómicos y por consiguientes, tampoco ha sido perforada.

EDADES DE LAS MINERALIZACIONES AURIFERAS

Edades U/Pb de rocas intrusivas en la Provincia Pastora y sus equivalentes (en Guyana formada por los grupos Barama, Cuyuní y Mazzaruni. En Suriname la Provincia Paramaca se compone de los Grupos Marowijne y los Grupos Matapi, Paramaka y Arminia. En la Guayana Francesa Paramaka está constituída por el Supergrupo Maroni y los Grupos Paramaka, Bonidoro y Orapú y en Amapá, Brasil, por Paramaka que allí está representada por la Serra Lombarda y el Grupo Vila Nova. Finalmente, en el Estado Amazonas, frontera de Venezuela con Brasil, los CRV están representados por los Grupos Parima y Cauarane.

En algunos de estos depósitos, hubo por lo menos cinco o màs eventos al menos como es el caso para Las Cristinas sobre la base de determinaciones de Pb/Pb y Rb/Sr en roca total y minerales:

1. Edad de formación de CRV tipo Pastora:> 2.250 Ma

2. Arco magmàtico **(Figura 53)** Las Cristinas > 2200 Ma

3. Edad del metamorfismo: 2.160-2.170 Ma

4. Edad de intrusiones sintectònicas: andesitas y dioritas: 2.150- 2.200 Ma

5. Cierre de CRV de Pastora contra Imataca. Mineralizaciòn tipo El Callao: ‹ 2100 Ma

6. **Edad de Mineralizaciòn de Las Cristinas: 2.064-2.090 Ma**

En St Elie y Omai, las edades de los intrusivos (2.120 Ma y 2.090) asi como la edad de la mineralizaciòn fueron similares a las de El Callao, las de Botanamo, de las Cristinas y las de Ashanti (2.090 Ma)..

En efecto, edades de dioritas, rocas caja de la **mineralizaciòn de Omai**, arrojan edad Pb-Pb 2.120 ± 2 Ma a 2.094 ± 1 Ma en concordancia con edades U-Pb en circones para esas rocas. (Norcross y otros, 2000). Edades de minerales de alteración hidrotermal de la mineralizaciòn como rutilo y titanita por Pb-Pb son de 2.102 ± 5 Ma, es decir que **la edad de mineralizaciòn es casi contemporánea con la edad de los intrusivos**.

Esta edad de hidrotermalismo parece registrar el tiempo del pase de fluidos liberados por el metamorfismo y las intrusiones debidos a estados tardíos de tectónica de placas subyacentes ("underplating").

En Ashanti, SE Ghana, edades U-Pb en circones de metasedimentos del Birrimian en Ashanti son de 2.155 ± 2 Ma que fija el máximo para la edad de estos metasedimentos y de la mineralización. Plutones graníticos alterados y mineralizados auríferos dan edades de 2.105 ± 2 Ma y es la misma edad de la titanita metamórfica. Edades de rutilo de zonas mineralizadas alteradas dan edades de 2.098 ± 7 Ma a 2.086 ± 4 Ma, siendo esta ùltima la edad mínima o más joven de la mineralización aurífera.

Estas edades son muy similares a las reportadas para las dioritas intrusivas (2.154 Ma), la edad del metamorfismo (2.160 Ma) y la edad de la mineralizaciòn (2.064-2.090 Ma) de Las Cristinas. La edad de mineralizaciòn fuè quizás solo un poco màs joven que la edad de los cuerpos intrusivos.

En los conglomerados de Jacobina la mineralización de oro, asociada a minerales hidrotermales como rutilo cromífero, da una edad del Transamazónico de 2.090 Ma (Milesi y otros, 2.000). Asi pués al menos aquí la mineralización fue post-cierre oceánico, post-sedimentación de facies molasoides.

En términos globales, la mineralizaciòn de Las Cristinas, El Callao, Omai y Ashanti, entre otros depósitos orogénicos auríferos del Paleoprorterozoico, está íntimamente relacionada a intrusiones graníticas-dioriticas, en una cuenca sedimentaria, metamorfismo y mineralización hidrotermal de oro, formando parte todo ello de un evento de formación costral (**en/o posterior a la colisión de los arcos contra los viejos continentes , Pastora contra Imataca,** etc) de las orogénesis Transamazònica, y su equivalente Eburnean, en/o próximo al lapso 2.000- 2.090 Ma.

Hubieron además otros eventos con removilizaciones y nuevas reprecipitaciones auríferas ocurrieron al final del Transamazònico (1.9-1.8 Ga) y en la disrupción del Supercontinente Rodinia (0.8 Ga).

Estudios paleomagnèticos de tonalitas y rocas ultramàficas de los CRV-TTG de Guayana Francesa (Nomade y otros, 2001) permitieron determinar un polo denominado OYA, 28º S Ǿ 346º E, N= 5. k = 31.9 y A 95= 13.8º y edades 40 Ar/ 39 Ar de 2.052 Ma a 1.973 Ma, obtenidas de biotita y hornablenda de rocas tonaliticas, para una edad promedia de magnetizaciòn de 2.036 ± 14 Ma para el polo OYA, el cual difiere del polo determinado del Oeste de Venezuela con edad de 2.000 ± 10 Ma.

Esta diferencia podrìa sugerir un movimiento latitudinal del Escudo de Guayana entre 2.036 y 2.000 Ma con una velocidad no bien determinada de 9 ± 7 cm/año. Entre los depósitos y distritos auríferos más importantes del Escudo de Guayana se tienen los siguientes:

Distrito Aurífero El Callao, con 740 t de oro potencial mínimo (unos 23 M de onzas de Au) a 2.000 t de oro, potencial promedio (unos 64 M de onzas de oro.)

Las Cristinas con más de 13 M oz

Brisas del Cuyuni con más de 8 M oz

Omai, con 4.2 M oz (Guyana)

Gross Rosebel con 2.4 M oz (Paramaka, Suriname)

Paúl Isnard con 2.2 M oz (Guayana Francesa)

Valle Hondo con 1.6 M oz (Venezuela)

Chocó 10, PMG, El Callao 1.7 M oz (Venezuela)

Camp Caimán, con 1.1 M oz (Guayana Francesa)

Yaou con 0.8 M oz (Guayana Francesa)

Algunas capitas de manganeso, asociadas quizás a remanentes de BIF del cinturón Botanamo (Cerro San Cristóbal, al extremo NE de Bochinche) han sido localizadas entre filitas grafitosas, en la frontera con la Zona en Reclamación y parecen ser una continuidad del depósito de manganeso, que se explotó comercialmente en Matheus Ridge de la referida zona, donde se evaluaron 1.3 Mt con 37% de Mn02. En Sierra del Navío, Brasil, se han explotado buenas reservas, con más de 40 Mt y hasta 39% de Mn02.

TABLA N12 UNIDADES LITODEMICAS DE LA PROVINCIA CUCHIVERO
(Modificado de Mendoza, 1974, 1979, 2000)

TECTONISMO	ZONA CUCHIVERO	ZONA GUANIAMITO-SUAPURE	REGION PARGUAZA-AMAZONAS
Facies molasoides	Supergrupo Roraima	Supergrupo Roraima	Supergrupo Roraima
1.350 Ma ANOROGENICO 1.550 Ma		SUPER ASOCIACION Granito de Guaniamito	SUPER ASOCIACION SUAPURE Riodacita porfídica del Río Guayapo Granodiorita del Sipapo Granito de Pijiguaos Granito del Marieta Granito rapakivi de El Parguaza Granito Guaniamito
1.790 Ma TECTONICO TARDIO A POSTCOLISION	METABASITAS	ASOCIACION CEDEÑO METABASITAS	ASOCIACION CEDEÑO BAUCHITAS Y METABASITAS
1.980 Ma	ASOCIACION CUCHIVERO Granito de Santa Rosalía Volcánicas de Caicara	ASOCIACION CUCHIVERO Granito de San Pedro Granito de Santa Rosalía Volcánicas de Caicara	ASOCIACION CEDEÑO ASOCIACION CUCHIVERO SIN DIFERENCIAR
	Supergrupo Pre-Roraima	Supergrupo Pre-Roraima	
	Complejo de Supamo	Complejo de Supamo / Complejo de Imataca ¿?	Complejo de Imataca/ Manto Superior ¿?

CAPITULO III

PROVINCIA GEOLÓGICA DE CUCHIVERO-AMAZONAS

INTRODUCCIÓN

Durante el Paleoproterozoico Tardío a Mesoproterozoico rocas intrusivas a volcánicas félsicas calcoalcalinas, pertenecientes a un arco magmatico, y rocas sedimentarias, intrusionaron y se depositaron, respectivamente, sobre un basamento de CRV-granitos sódicos asociados, en las partes sur, centro y occidente del Escudo y probablemente del Complejo de Imataca,(¿) en la parte norte-noreste del Escudo de Guayana en Venezuela, al final y después de la Orogénesis Transamazónica.

Esta provincia Cuchivero incluye rocas volcánicas rioliticas y asociadas, comagmaticas con granitos **calcoalcalinos de la Asociación Cuhivero**; areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y lutitas del **Grupo Roraima**; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas-gabronoriticas cuarcíferas de la **Asociación Avanavero, el Granito Rapakivi de El Parguaza** y complejos alcalinos como el de **La Churuata** y rocas asociadas, asi como intrusiones de **Carbonatita de Cerro Impacto**, lámprofiros y **kimberlitas eclogiticas de Guaniamo**. La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el Sur-Sureste en el Estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico según Sidder y Mendoza (1.995) y continuar en Brasil como parte de la Provincia Ventuari-Tapajós.

Las provincias Imataca y Pastora, aflorantes al Este del Río Caura, estan en contacto discordante y de falla, denominado **Frente Tectónico Caura,** con la provincia Cuchivero, aflorante al oeste del Río Caura, que en parte, es la **zona de encuentro o choques de tres provincias geológicas,** con rocas, metamorfismos, tendencias estructurales, recursos minerales y edades completamente diferentes y de ambientes geotectónicos contrastantes.

Mendoza (1.974) en el área del Río Suapure **(Tabla N 12)** definió la sección más completa de la provincia Cuchivero con el nombre **de Supergrupo Cedeño (SC)** formado por el Grupo Cuchivero (Formación Caicara, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro y Granito de Guaniamito), metabasitas y el Grupo Suapure (Granito de Pijiguao y Granito Rapakivi de El Parguaza). Discordantemente sobre el Supergrupo Cedeño yacen rocas sedimentarias del Grupo Roraima. El autor propone ahora que tal nombre de Supergrupo Cedeño sea cambiado, de concepto litoestratigràfico que no le es apropiado por un concepto litodémico, tal como Superasociaciòn Cedeño, formada por la Asociación Cuchivero (formada por: Volcànicas de Caicara, Granito de Santa Rosalìa, Granito de San Pedro y Metabasitas) y la Asociación Suapure (constituída por: Granito de Pijiguaos, Granito Rapakivi de El Parguaza y sus facies, Granito de Guaniamito, Granito del Marieta, etc). Cada una de estas unidades litodèmicas contienen la misma localidad tipo, composición litológica, edad radiométrica, y otras caracateristicas de las indicadas previamente.

a) EDADES DE LOS GRUPOS IRICOUMÉ Y SURUMU Y GRANITO AGUA BRANCA Y PEDRA PINTADA

Localidad	Métodos	Edad (Ma)	Unidades Litológicas	Referencias
Km 164/BR -174	U-Pb (SHRIMP)	1896 ± 7	Grupo Iricoume	Santos (1999)
NW Pará State	Rb – Sr	1910 ± 47	Agua Blanca Suite	Jorge Joäo et al (1985)
Anaua Mine	Pb – Pb	1938 ± 37	Granito Igarape Azul	Almeida et. al (1977)
Rb – Sr (Isochrom)	Rb – Sr (Isochrom)	1951	Agua Branca Suite	Santo & Reis Neto (1982)
Orocaima Mt	U – Pb (SHRIMP)	1958 ± 11	Pedra Pintada Suite	Santos (1999)
Rorainopolis	Pb – Pb	1960 ± 21	Granito Igarape Azul	Almeida et. al (1977)
Tabaco Mt	U – Pb	1962 ± 42	Grupo Surumu	Schobbenhaus et. al. (1994)
Saracura Mt	U – Pb (SHRIMP)	1977 ± 8	Grupo Surumu	Santos (1999)
Urarucaa River	U – Pb (SHRIMP)	1984 ± 7	Grupo Surumu	Santos (1999)
Pedra Pintada	Pb - Pb	2005 ± 45	Pedra Pintada Suite	Almeida et. al (1977)

b) EDADES DE ROCAS VOLCÁNICAS Y PLUTÓNICAS DE LA ASOCIACION CUCHIVERO Y EQUIVALENTES

Países	Unidades	Edades (Ma)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)o$	MSWD	Referencias
Venezuela	Formación Caicara	1,700±220(n=3)	0,709	1,72	Gaudette and others (1978)
Venezuela	Granitos Sta Rosalía y San Pedro	1,880±88(n=7)	0,698	24,3	Gaudette and others (1978)
Guyana	Grupo Kuyuwini	1,800±42(n=4)	0,705	20,9	Berrange (1977)
Suriname	Volcánicas Felsicas (Fm. Dalbana)	1,930±48(n=18)	0,705	2,25	Priem and others (1971)
Suriname	Rocas Grnitoides	1,850±40(n=14)	0,707	2,58	Priem and others (1971)
Suriname	Rocas Volcánicas y Graníticas juntas	1,880±31(n=32)	0,706	2,64	Priem and others (1971)
Brasil	Formación Surumú	1,800±94(n=6)	0,721	60,9	Basei and Teixeira (1975)
Brasil	Formación Surumú	1,640±55(n=6)	0,714	18,2	Amaral and Halpem (1975)
Brasil	Formación Surumú	1,820±55(n=10)	0,712	45,7	Basei and Teixeira (1975)
Brasil	Granito Sierra de la Miel	1,790±62(n=4)	0,706	4,63	Basei and Teixeira (1975)

TABLA 13. a) Edades de rocas volcánicas calco-alcalinas de los grupos Iricoumè y Surumú y rocas graniticas comagmáticas de Agua Branca y Pedra Pintada y equivalentes del estado de Roraima, Brasil.
(Tomado de Reis y otros 2000)
b) Edades Rb/Sr roca total de las rocas volcánicas y plutónicas de la Asociación Cuchivero y sus equivalentes en el Escudo de Guayana.
(Tomado de Sidder y Mendoza 1995).

SUPERASOCIACION CEDEÑO

ASOCIACION CUHIVERO

El **Grupo Cuchivero, ahora denominado Asociación Cuchivero,** fue definido por Ríos (1.972) como compuesto de rocas volcánicas rioliticas de la **Formación Caicara**, ahora **Volcánicas de Caicara, y** de **granitos biotiticos de Santa Rosalía**, hornabléndicos **de Guaniamito y Granito de San Pedro** (Mendoza 1974)

Levantamiento, inclinación y erosión del escudo puso al descubierto en la zona noroeste la parte inferior de las Volcánicas de Caicara, mientras que en el sur, Amazonas, sólo puso al descubierto las partes media y superior. Las rocas de Cuchivero se correlacionan con la **Formación El Viejo, las Volcánicas de Parucito y Asita, el Supergrupo Uatumá (Formaciones Surumú e Iricoumé, Granodiorita del Cerro de la Miel) de Brasil, los grupos Burro-Burro y Kuyubini de Guyana y la Formación Dalbana de Suriname (**Mendoza y otros, 1975, 1.977**).** En la Guayana Francesa las rocas tipo Asociación Cuchivero son escasas y lo propio se observa en el Cratón de Africa Occidental (Gibbs, 1.987).

En general, la Provincia Cuchivero equivale o forma parte de la **Provincia Ventuari-Tapajós** que ocupa una porción occidental del Cratón Amazónico y está formada por una serie de **arcos magmáticos de edad 1.98-1.88 Ga y que se caracteriza por un marcado trend tectónico NW-SE desde los Ríos Cuchivero-Ventuari hacia el Río Tapajós** y consiste esencialmente de rocas granitoides calcoalcalinas (Tassinari y otros, 2.000) y su basamento en el sur del Escudo de Guayana en Venezuela son gneises y migmatitas tonaliticos, similares a las de los Complejos de Supamo (2.24 Ga en granodioritas de Las Bonitas) y Bártica, pero recristalizados y que dan edades de solo 1.75 Ga a 1.83 Ga para los Gneises de Minicia - Macabana y cuarzo-dioritas de Atabapo, respectivamente.

El basamento en Tapajós, Brasil, incluye el Complejo Cuiú-Cuiú y la Asociación Paraguari, similar a las rocas TTG de la Provincia Pastora y a restos de CRV respectivamente, pero con edades U-Pb en circones y Rb-Sr roca total, entre 2.0 a 1.85 Ga por lo que Tassinari y otros (2.000) afirman que la parte sur de la Provincia Ventuari-Tapajós es más antigua que la parte norte, lo cual sugiere una evolución de arcos magmáticos y generación de nueva corteza juvenil en esa provincia, del sur hacia el norte. Sin embargo, edades Sm-Nd (Sato y Tassinari, 1.997) arrojan valores para este basamento muy similares a las obtenidas para el Complejo de Supamo en la Provincia Pastora, de 2.1 a 2.0 Ga, con Nd de + 2.1 a –1.6, es decir una mezcla de material del manto con material de la corteza.

En **Tapajós** la mineralización aurífera parece estar relacionada a los **granitos Paraguari y a las volcánicas del Grupo Uatumá.** En el Estado Roraima, Reis y otros (2.000) reconocieron el **Evento Uatumá (1.9-1.7 Ga)** en el que se desarrollaron dos asociaciones volcano-plutónicas calcalcalinas: Grupo Surumú al Norte, limitando con Venezuela (Gran Sabana-Ventuari) y Grupo Iricoumé al Sur. Rocas sedimentarias de ambientes marinos muy poco profundos se observan concordantemente debajo de las rocas volcánicas del Grupo Uatumá y a veces se interestratifican con las primeras manifestaciones

volcánicas. Estas rocas sedimentarias se correlacionan con las correspondientes a las de la Formación Los Caribes y sus equivalentes en Venezuela, la Formación Murawa de Guyana y la Formación Ston de Suriname y apuntan hacia una sedimentación tipo molasa, en parte contemporánea al volcanismo y plutonismo ácido del Paleoproterozoico y posiblemente indican el final de la orogénesis Transamazónica, sedimentadas en el tope de cinturones fallados, inactivos, o rifts.

En **Suriname** rocas similares se conocen también con el nombre de Formación Dalbana y en el resto de **Guyana** la formación Iwokrama del Grupo Burro Burro al Norte y el Grupo Cuyubiní al Sur. Al igual que las volcánicas de la Formación Caicara son comagmaticas con los granitos de Santa Rosalía y San Pedro, que forman la Asociación Cuchivero, asi también las rocas volcánicas de Surumú e Iricoumé son comagmaticas con los granitos de Pedra Pintada y Agua Branca, rocas graníticas tipo I, con una edad en circones U-Pb de 1.962 ± 42 Ma, formadas post-colisión, al final o ligeramente después de la Orogénesis Transamazónica según Reis y otros (2.000).

Sin embargo, aunque Mendoza y otros (1.977) también las habían considerado tectónico-tardías a post-tectónicas, Sidder y Mendoza (1.995) las reinterpretaron como post-Transamazónicas. Además el Grupo Surumú presenta metamorfismo en la parte baja de la Facies de los Esquistos Verdes con foliación bien marcada NW-SE con buzamiento alto y pliegues abiertos, al igual que lo habían postulado Mendoza y otros (1.977) para rocas del Grupo Cuchivero. Las rocas del Grupo Surumú y de la Asociación Cuchivero representan una asociación similar a la observada en modernos arcos magmáticos.

Las rocas volcánicas y plutónicas de Surumú-Pedra Pintada e Iricoumé-Agua Branca y facies molasoides, se originaron durante el Evento Orocaima (1.98-1.88 Ga) que sobrelapa en parte al evento Uatumá (1.9-1.7 Ga). El evento Uatumá representa un episodio mayor volcánico-plutónico calcoalcalino incluyendo también las rocas sedimentarias de Los Caribes, Murawa y Ston del final del Transamazónico, seguido del magmatismo básico anarogénico de Urupi que afectó una amplia área del Norte del Brasil.

En Suriname, Bosma y otros (1.983), al igual que Mendoza y otros (1.977) en Venezuela, estimaron que la Orogénesis Transamazónica se desglosaba en dos partes, una de deformación y metamorfismo alrededor de 2.0 Ga y otra segunda fase esencialmente magmática alrededor de 1.87 Ga.

De cualquier forma, las verdaderas rocas post-tectónicas son las pertenecientes al Grupo Roraima, cuya edad mínima de inicios de sedimentación estuvieron alrededor de 1.77 Ga, edad establecida en base a diques y sills de la Asociación Avanavero, intrusivos en la parte más inferior de Roraima (Santos, 1.999). La **Tabla 14** muestra edades de rocas volcánicas y graníticas del Estado de Roraima de la Provincia Ventuari-Tapajós.

TABLA 14 ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCAS VOLCÁNICAS RIOLITICAS DEL TIPO CAICARA, AFLORANTES CERCA DE ICABARÚ COMO BASAMENTO DEL GRUPO RORAIMA. (TOMADO DE BROOKS Y OTROS, 1.995)

LAVAS RIOLITICAS			TOBAS DE FLUJO CRISTALINAS							TOBAS LITICAS		TOBAS ALGO CRISTALINAS
Elementos mayores	D-316929 IC-004	**D-316930 IC-005**	D-316931 IC-006	D-316932 IC-007	D-316934 IC-014	D-316935 IC-018	D-316937 IC-021	D-316937 IC-024	D-316939 IC-025	D-316940 IC-028	D-316933 IC-009	D316928 IC-001
SiO_2	71,7	69,9	71,9	70,02	73,8	73,0	72,9	72,4	70,4	72,3	67,1	74,9
Al_2O_3	14,1	14,9	14,7	13,5	13,3	13,3	13,6	13,7	14,4	13,8	15,1	12,8
$FeTO_3$	2,19	3,00	1,86	3,34	1,63	1,70	1,79	1,21	2,26	2,01	4,68	1,71
MgO	0,27	0,32	0,40	0,30	0,23	0,37	0,31	0,35	0,46	0,37	0,94	0,21
CaO	0,45	0,13	0,09	0,78	0,52	0,82	0,62	0,71	1,10	0,77	0,35	0,68
Na_2O	3,62	3,80	2,83	3,65	3,48	3,82	4,35	3,99	4,14	3,94	3,46	1,28
K_2O	5,20	5,66	5,57	4,95	5,14	5,01	4,60	5,15	5,07	5,04	4,39	6,54
TiO_2	0,41	0,49	0,44	0,48	0,34	0,33	0,34	0,39	0,46	0,38	0,60	0,29
P_2O_5	0,05	0,08	0,08	0,11	<0,05	0,05	0,05	<0,05	0,08	0,06	0,15	<0,05
MnO	0,09	0,12	0,02	0,12	0,04	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,34	0,06
LOI 900°C	1,19	1,03	1,49	1,62	0,95	0,79	0,60	0,39	0,55	0,49	2,20	1,51
Total	99,27	99,43	99,36	99,05	99,43	99,25	99,24	99,05	98,99	99,23	99,31	99,95
Elementos traz												
Rb	98	130	142	102	125	136	129	165	147	158	101	171
Sr	123	84	106	187	94	86	96	120	179	108	241	96
Y	57	44	42	40	28	37	36	36	36	32	34	53
Zr	595	662	354	391	316	293	297	347	416	339	292	373
Nb	17	13	17	17	18	15	15	19	16	17	14	26
Ba	1,314	1,939	1,525	2,685	1,153	1,310	1,246	1,438	1,900	1,368	1,581	694

ntrusivos en la Provincia Ventuari-Tapajós son muy notorios los **granitos rapakivis, del Mesoproterozoico, de alredor de 1.54 Ga, de Parguaza-Surucucú, al norte y Mucajaí, Serra da Prata, al sur.** Estas rocas se formaron por fusión parcial, con fuerte fraccionamiento, de la parte basal de material de la corteza mezclado con mterial del manto superior, en un ambiente de rift intracontinental, pero próximo y relacionado al evento tectónico, dateado en 1.80 Ga-1.55 Ga de Río Negro-Juruena, debido a que los procesos convergentes o de subducción en esa próxima región, localizada más al oeste, originaron cambios químicos en el manto superior que pueden haber inducido a fusión costral y al magmatismo de los rapakivis (Haapala y Ramo, 1.995). De la forma que fuere, lo cierto es que dado los grandes volúmenes que representan los rapakivis, la acreción de nueva corteza continental al Cratón Amazónico fue muy significativa, a la ya añadida por lor arcos magmáticos tipo Cuchivero, en el Mesoproterozoico.

La **Formación Caicara, ahora Volcánicas de Caicara,** fué definida por Ríos (1.969) en una sección transversal a la serranía o "fila" de Morichal Negro, hacienda Santa Inés, en la vía a Guaniamo, a unos 30 Km. al Sur de Caicara del Orinoco, Distrito Cedeño del Estado Bolívar. Mendoza (1.975) la describe en mayor detalle en Chivapure, Rio Suapure, donde litológicamente se compone de ignimbritas, tobas de cenizas, brechas y cantidades menores de lavas, obsidianas y domos rioliticos, con cantidades muy subordinadas de otras rocas volcánicas de composición dacitica, andesitica y aún basálticas, todas ellas de afinidad calcoalcalinas. Las rocas exhiben texturas vitroclásticas y eutaxiticas incluyendo esqueletos desvitrificados de vidrio y fragmentos colapsados de pumitas. La mayoría de estas rocas muestran composición química de riolitas (**Tabla 14**).

En el área de **Chivapure**, Río Suapure, Mendoza (1.975) reconoció una **paleocaldera** con falla de borde circular conteniendo toda una secuencia que va desde lavas y pumitas con texturas esferuliticas a brechas ignimbriticas. Estas rocas muestran cizallamiento, enriquecimiento en sílice y cierta mineralización menor de pirita ± oro. En la divisoria de aguas Venturari (area Kakuri)-Erebato se localizaron rocas volcánicas félsicas tipo Caicara, muy cizalladas y mineralizadas (10%-15% de sulfuros, principalmente pirita), según Mendoza y otros (1.977), representando un área a prospectar para depositos epitermales de oro y otros metales.

En Amazonas, parte inferior de la cuenca del Río Ventuari, afloran metasedimentos peliticos y volcanoclásticos con clara deformación, tectonismo y metamorfismo (Mendoza y otros, 1.977) de muy bajo grado, intercalados con las rocas volcánicas tipo Caicara. A unos O.4 km aguas abajo de la desembocadura del Rio Carúm en el Rio Paragua afloran lavas andesiticas intercaladas con cantidades menores de tobas fèlsicas, metamorfizadas a la facies esquistos verdes, similares a las de Caicara, por lo que Moreno y otros (1985) propusieron el nombre de **Miembro Carúm**, como parte de las Volcánicas de Caicara.

Roca / Mineral	VM222	VM226	VM235	VM256	VM305	VM313	VM329	VM591	VM598	VM614
Cuarzo	40,8	18,0	31,4	39,5	28,0	34,8	16,2	42,8	24,3	31,3
Feldespato-K	31,8	46,0	22,5	31,4	33,0	32,0	33,8	44,3	32,8	27,8
Plagioclasa	19,9	31,0	34,8	27,9	28,8	31,8	42,2	8,3	37,3	37,1
Biotita	0,.3	0,5	1,1	1,4	2,8	0,1	2,5	2,4	2,3	0,3
Epidoto	2,6	2,8	0,2	2,5	2,8	0,3	0,8	0,6	1,7	0,5
Apatito	2,0	0,5	1,3	0,1	1,2	0,5	-	1,0	0,4	0,9
Esfena	-	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-
Opacos	2,2	0,3	2,7	1,6	1,9	0,3	1,9	0,4	1,2	1,6
Hornablenda	0,1	0,6	-	0,5	-	-	-	0,2	-	-
Otros	0,3	0,2	6,0	-	1,3	-	2,0	-	0,7	0,5
Total	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**
Puntos Contados	2160	2151	1670	2043	2043	1696	2369	1964	2142	2176

Roca / Mineral	H 16	H 18	H 22	H 58	H 63	H 95	H 164	H 185c	H 190b	H 211
Cuarzo	16,9	31,4	20,3	25,8	27,3	27,1	39,0	24,4	46,7	41,0
Feldespato-K	39,9	56,7	33,9	35,0	46,2	40,9	23,4	47,3	31,9	13,6
Plagioclasa	36,2	7,6	32,3	33,1	20,8	22,8	28,6	22,2	17,0	35,2
Biotita	0,1	2,6	7,6	0,3	0,5	0,7	1,7	0,4	0,1	5,5
Epidoto	1,7	4,4	0,1	2,2	2,2	4,4	0,6	1,8	0,2	0,2
Apatito	0,6	1,3	-	1,1	0,2	1,3	5,8	1,6	1,0	0,2
Esfena	-	-	1,7	-	0,2	-	0,1	0,1	-	-
Opacos	4,1	2,1	3,7	1,3	1,2	2,1	1,4	1,3	0,2	2,3
Hornablenda	4,4	0,1	0,1	1,0	0,9	0,1	0,2	-	-	0,2
Otros	0,5	0,3	0,3	1,0	0,5	0,3	1,4	0,9	2,6	1,9
Total	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**	**100,0**
Puntos Contados	2193	1984	2124	2172	2223	1984	2190	1986	1903	1639

Espaciamientos en 0.50 mm: 1/3 x 2/3 para todas las rocas.

TABLA 15. MODO (VOLUMEN POR CIENTO) RECALCULADOS A 100% DE LOS GRANITOS DE SANTA ROSALÍA DE LA ASOCIACION CUCHIVERO
(Tomado de Mendoza, 1.975)

Luego, Takeda y otros (1989) la elevaron a la categoría de formación, aflorando en parte de los rìos Caroni, Antabari, Carúm y Paragua. En el caño Cuco, afluente del río Cutuban, Takeda y otros (1989) reportan al parecer una "brecha calcárea con aparente material orgánico no identificado". El carácter calco-alcalino y tipo de asociación apuntan de nuevo hacia un origen en arcos magmàticos

En y cercano a Ichún, Briceño y otros (1.989) observaron una secuencia similar a la del río Ventuari, que denominaron **Formación Ichún**, compuesta de tres miembros con rocas volcanoclásticas félsicas y flujos de lavas andesiticas en las partes inferior y media y la intercalación de rocas volcanoclásticas con cuarzo-arenitas del tipo Roraima en la parte más superior, por lo que decidieron incluirla en la parte más inferior de Roraima, proponiendo ampliar la estratigrafía a la categoría de Supergrupo Roraima.

Sidder y Mendoza (1.995) la reconsideraron como equivalente a la parte más superior de las Volcánicas de Caicara y por consiguiente pre-Roraima en edad, a pesar de que el contacto parezca concordante entre ambas. Lo mismo fue observado por Ghosh (1.977) en el Río Ventuari.

Las rocas Volcánicas de Caicara están en contacto de falla e intrusivo (aparecen como xenolitos) en rocas comagmaticas de los granitos de San Pedro y Santa Rosalía en la zona del Río Suapure y con el Granito de Guaniamito en el Caño Guaniamito. En la colina Bebederos al sur de Los Pijiguaos, se observan xenolitos de tobas vitreas de Caicara en el Granito Rapakivi de El Parguaza.

Las rocas volcanoclásticas de Caicara suelen mostrar una moderada foliación y hasta cizalla en y próximas a la Falla de Cabruta (N 10°-30° W) que en la zona de Morichal Negro, en el contacto e intercalación con sedimentos pelíticos, desarrolló modestos depósitos de durmortierita.

El **Granito de San Pedro (GSP**) aflora cerca del paso San Pedro en el Río Suapure. Es un granito alaskitico, subvolcánico, de grano fino, facies del Granito de Santa Rosalía. Este **Granito de Santa Rosalía** es plutónico, de grano medio a grueso, aproximadamente equigranular, con biotita, escasa a ausente hornblenda y aflora extensamente desde la Serranía El Mato en El Caura al Pueblo de Santa Rosalía, al Este, hasta El Río Suapure al Oeste y hasta el Río Ventuari al Sur, cubriendo más de 40.000 Km2.

El **Granito de Guaniamito** aflora más localmente en el caño del mismo nombre y en el Río Guaniamo. Es un granito hipoabisal, porfidico, rico en hornblenda, con textura gneisica gruesa bien desarrollada hacia la zona de la Falla de Cabruta y su edad Rb-Sr roca total dio 1.425 Ma equivalente al Parguaza, aunque tectonizado y convertido en gneis por la falla de Cabruta.

Oxidos	**VM**	**VM**	**VM**	**VM**	**VM**	**VM**	**VM**	**VM**	**H**	**H**	**H**	**H**	**H**	**H**
peso %	463b	463c	440	459	471	501	517	669	74	77	81	100	105	111
SiO_2	68,4	67	71,6	69,4	67,5	66	68,9	70,7	72,5	73,5	66,6	69	68,6	65,8
TiO_2	0,091	0,91	0,47	0,59	0,73	0,77	0,5	0,6	0,38	0,46	0,82	0,57	0,62	0,84
Al_2O_3	13,7	13,9	14,3	15,1	14,9	15,5	15,3	14	13,7	13,5	14,5	14,6	14,3	15,2
Fe_2O3	2,17	2,39	1,85	0,78	1,39	1,22	1,01	0,93	0,47	1,01	2,07	1,11	1,49	1,36
FeO	4,14	4,18	1,2	2,6	3,69	3,84	2,52	2,52	1,8	1,91	4,14	2,48	2,92	3,6
MnO	0,12	0,1	0,07	0,07	0,13	0,13	0,06	0,08	0,07	0,06	0,16	0,11	0,1	0,13
MgO	0,57	0,6	0,26	0,43	0,53	0,55	0,27	0,39	0,22	0,18	0,58	0,46	0,43	0,67
CaO	2,22	2,28	1,8	2,03	2,99	2,65	1,61	1,47	0,91	1,03	2,56	1,86	2,04	3,07
Na_2O	3,01	3,11	3,93	3,71	3,79	3,84	3,55	3,57	2,92	2,93	3,14	3,16	3,08	3,04
K_2O	4,56	4,56	3,98	5,39	4,53	4,74	5,5	6,01	6,32	6,26	4,85	5,31	4,62	4,52
P_2O5	0,26	0,29	0,11	0,17	0,24	0,26	0,12	0,19	0,08	0,06	0,26	0,19	0,19	0,29
TOTALES	**100,06**	**99,32**	**99,57**	**100,27**	**100,04**	**99,5**	**99,34**	**100,5**	**99,37**	**100,9**	**99,68**	**98,85**	**98,39**	**98,52**
Fe. Tot	6,06	7,23	3,18	3,67	5,49	5,49	3,61	3,72	2,57	3,12	6,67	3,86	4,74	5,36
In.Féls	77,32	77,08	81,46	81,76	73,56	76,4	84,89	86,89	91,03	89,82	75,73	81,99	79,05	71,11
In.Máfic.	92,23	92,33	92,44	89,51	91,19	90,9	93,04	90,53	92,11	94,56	92	89,35	91,68	88,88
MESONORMAS (en peso por ciento)														
Cuarzo	28,6	27,8	28,5	22,2	21,5	20,00	23,0	23,1	28,2	29,3	24,4	25,1	28,5	24,7
Ortosa	17,3	17,6	19,4	26,1	21,5	20,00	25,4	31,4	32,2	32,1	20,1	31,7	18,7	17,3
Albita	27,7	27,5	35,8	33,5	34,2	35,9	32,4	32,3	26,7	25,6	28,8	27	28,6	28,2
Anortita	6,0	6,7	6,6	6,7	10,4	8,6	5,4	3,9	2,6	3,0	8,1	8,0	6,7	10,4
Biotita	9,1	9,2	2,0	6,4	8,6	9,2	5,4	6,0	4,3	3,9	9,3	5,0	6,7	9,2
Muscovita	6,5	6,0	4,5	2,7		3,8	5,8	0,8	4,4	3,1	4,8	1,2	7,4	6,3
Apatito	0,7	0,7	0,3	0,4	0,6	0,6	0,3	0,5	0,2	0,2	0,7	0,1	0,5	0,7
Esfena	2,0	2,0	1,0	1,2	1,5	1,6	1,0	1,3	0,8	1,0	1,8	0,1	1,3	1,8
Magnetita	2,3	2,6	2,0	0,8	1,4	1,3	1,0	1,0	0,5	1,1	2,2	1,0	1,6	1,4

TABLA 16. ANÁLISIS QUÍMICO, ROCA TOTAL ELEMENTOS MAYORES MESONORMAS DE GRANITOS RAPAKIVIS DE EL PARGUAZA. (Tomado de Mendoza, 1.975.)

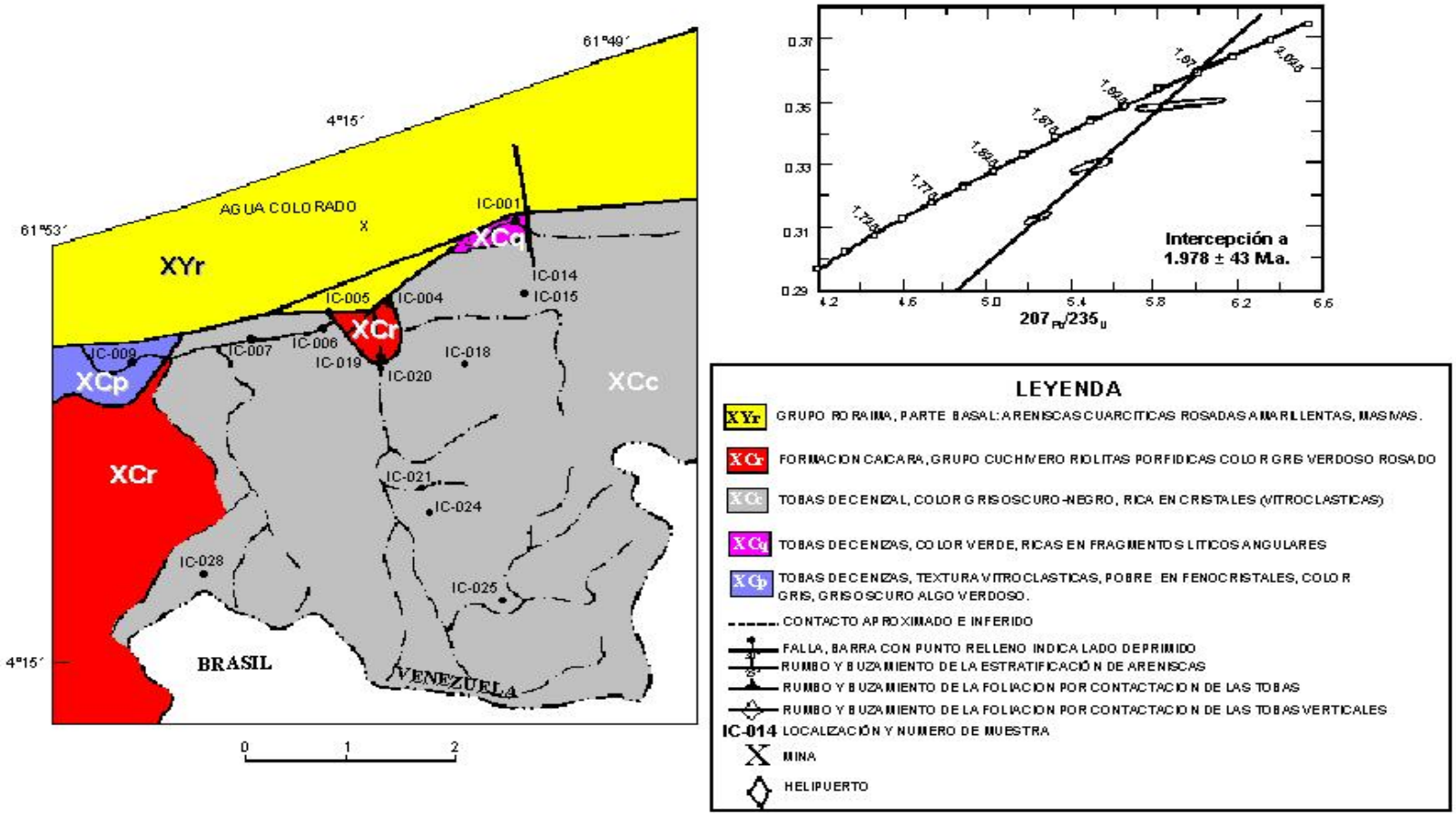


FIGURA N 54: GEOLOGIA DEL AREA DE IKABARU (tomado de Brooks y Nuñez, 1.988) Y DIAGRAMA CONCORDIA U/Pb DE ROCAS TOBACEAS RIOLITICAS DE CAICARA O PACARAIMA (tomado de Brooks y otros, 1995)

Todas estas rocas graníticas son masivas a foliadas en particular hacia el contacto con las rocas volcánicas de la Formación Caicara y en la proximidad a la Falla de Cabruta. Mineralógicamente se componen **(Tabla 15**) de feldespato potásico (mayormente ortosa y pertita, 40%-60%), plagioclasa albita a oligoclasa (10%-40%), con texturas euhedrales de rectángulos de plagioclasa alrededor de núcleos de ortosa o pertita, similar a seudorapakivis; cuarzo (10%-40%), biotita (1%-10%), hornblenda (<0.5% a 8%); los minerales accesorios de esfena, apatito, circón, muscovita, magnetita, ilmenita y los minerales secundarios epidoto, clinozoisita, clorita de alteración de biotita y hematita derivada de magnetita.

Sidder y Mendoza (1.995) consideraron estos minerales secundarios como de alteración deutérica, no debidos al metamorfismo regional sino productos del metamorfismo de contacto y/o alteración hidrotermal en la zona cercana a las fallas, intrusiones de plutones, diques, etc. aunque fueron interpretados originalmente por Mendoza (1.974), dada su distribución regional, como debidos a plutonometamorfismo, tectónico muy tardío, relacionados al constante y marcado trend de foliación N 10°-30° O y estar metamorfizados al nivel de la Facies de Esquistos Verdes (clorita-epidoto-cuarzo-zoicita-sericita) . En Brasil, las rocas granitoides de la Provincia Ventuari-Tapajós, equivalentes de Cuchivero, también exhiben bajo metamorfismo a la Facies de los Esquistos Verdes y por debajo de ella.

Las **metabasitas** son rocas volcánicas de composición máfica (basáltica a andesitica) alteradas deutéricamente o metamorfizadas levemente. Son rocas de grano muy fino que unas veces aparecen intercaladas con las volcánicas de Caicara, producto del volcanismo bimodal que caracteriza los terrenos del Paleo-Mesoproterozoico a nivel mundial, y otras veces aparecen como diques y sills intrusivos en las Volcánicas de Caicara y pueden alcanzar también a los granitos de la Asociación Cuchivero, pero no llegan a intrusionar a los granitos rapakivis de El Parguaza, porque éstos últimos son mucho más jóvenes, anorogénicos, sin metamorfismo.

Las volcánicas de las formaciones Surumù e Iricoumè, con sus granitos comagmaticos de Pedra Pintada y Agua Branca, respectivamente, se correlacionan tambien con las Volcánicas de Caicara y sus granitos comagmaticos de Santa Rosalía y San Pedro. Las volcánicas de Surumù estàn metamorfizadas a la Facies de los Esquistos Verdes, estan foliadas y plegadas con dirección NW y buzamientos altos a verticales. La **Tabla 14** muestras las edades de estas rocas en el Estado de Roraima de Brasil.

ASOCIACION SUAPURE

El “Grupo” Suapure, cambiado por Asociación Suapure, fué definido por Mendoza (1.974) como compuesto por el **Granito de Pijiguaos y el Granito Rapakivi de El Parguaza**, excelentemente expuestos en los domos de los Pijiguaos, a pocos kilómetros al Oeste del Río Suapure, paso de San Pedro. Estudios posteriores del M.E.M. (Mendoza y otros, 1.977) indicaron que el Grupo Suapure lo constituyen el Granito Rapakivi de El Parguaza y todas sus facies, subvolcánicas como el Granito de Pijiguaos, los pórfidos **riodaciticos del Guayapo**, hipabisal o de profundidad intermedia como la **Granodiorita del**

Sipapo, plutónicas como cuarzo-sienitas y anortositas (¿) a rocas muy cercanas al manto como bauchitas. Luego se incluyó por su edad y composición mineralógica en la Asociación Suapure al Granito de Guaniamito.

El Granito de Pijiguaos aflora en la mitad inferior de los domos del mismo nombre, en contacto no transicional con el GRP. Es un granito de grano fino, equigranular, aspecto algo recristalizado "parcialmente horneado por el GRP", muy rico en cuarzo y microclino, con textura moteada en la que se observan dos o más generaciones de cuarzo, posiblemente correspondientes con las pulsaciones o intrusiones inmediatas posteriores del GRP.

GRANITO RAPAKIVI DE EL PARGUAZA (GRP) Y GRANITOS RELACIONADOS EN EL CRATÓN AMAZONICO

El GRP es una roca masiva, de colores grises, de grano muy grueso, **textura** inequigranular **wiborgita** rapakivi con bajo a moderado contenido **(Tabla 16)** de cuarzo (5%-20%) alto de microclino-pertita (25%-55%), moderado de oligoclasa (15%-30%) y notorio de minerales máficos enriquecidos en Fe0 (biotita 3%-17%, hornblenda 1-24% ± clinopiroxeno) con cantidades menores de magnetita, ilmenita, circón y fayalita. Son rocas metaluminosas a peraluminosas, de afinidad toleitica, ricas en Fe, K,Rb,Ni,Th,F,REEs, muy bien fraccionadas

La composición química en elementos mayores y trazas del GRP es similar a los granitos tipo A tales como los granófiros del Skaergaard, charnockitas de Nigeria, granitos rapakivis de Finlandia y de San Francisco Mountains (1480 Ma), Surucucú y Mucajai, en Brasil.

Estos GRP muestran zonamiento inverso (rocas màs félsicas hacia dentro del plutòn y màs màficas en los bordes, (Mendoza 1974, 1975, Miròn y Alvárez, 1997) y ocupan una gran superficie desde los Pijiguaos al Este hasta Puerto Ayacucho al Oeste y desde el Río Orinoco al Norte hasta la confluencia del Rio Ventuari en el Orinoco en Amazonas, al Sur, con forma elipsoide de 250 Km de eje NS por 120 Km de eje EW (**Figura 12**) .

Dall' Agnol y otros (1.999) redefinen a los granitos rapakivis en un amplio sentido que incluye a todos los **granitos anorogénicos o post-tectónicos**, **tipo A**, los cuales muestran, al menos localmente **textura rapakivi (wiborgita, pyterlita** y otras). Siguiendo a estos autores y esta definición los granitos rapakivis, que ocupan importantes áreas en el Cratón Amazónico, pueden ser correlacionados con los rapakivis del Escudo Báltico-Laurentia, aunque en éste son más abundantes los tipos o asociaciones AMCG (= Anortosita, Manguerita, Charnockita, Granito Rapakivi) que solo están presentes al Sur de Boa Vista, Estado de Roraima. Muchos de los granitos rapakivis de Brasil no muestran notorias y regionalmente textura rapakivi, excepto los de Rondonia y del Estado de Boa Vista, similares a los de Parguaza, Surucucú y otros.

El **Cratón San Francisco**, fuertemente afectado por la orogenésis Brasiliano-Pan Africano **no registra granitos rapakivis**. Esto concuerda con la correlación del **Cratón Amazónico con el Escudo Báltico- Laurentia**, ambos con abundantes volúmenes de granitos rapakivis; mientras que el **Cratón San Francisco se correlaciona con el Cratón Congo-Kasai** de Africa, que prácticamente **no registran granitos rapakivis**.

Los voluminosos rapakivis en el supercontinente Báltico-Laurentia que incluye también al Cratón Amazónico implican amplios procesos de fusión parcial de material de la base de la corteza con/sin aporte de material del manto. Posiblemente otros continentes con menos, a sin rapakavis, han sido afectados por procesos de fusión parcial mucho menos extensos.

Algunos rapakivis son granitos post-colisión como el granito rapakivi Itu del Neoproterozoico en ambientes muchos más jóvenes; otros muchos rapakivis más antiguos, Mesoproterozoicos, son tambien granitos post-colisión; pero una gran mayoría de granitos rapakivis se formaron en ambientes cratónicos distensionados como los rapakivis intrusivos en terrenos del Arqueozoico Brasilero del bloque este del Cratón Amazónico y de El Parguaza.

En la parte central del Cratón Amazónico (CA) los rapakivis son anorogénicos, pero sin texturas rapakivis tipo St Francisco Mountains de Missouri (Estados Unidos). Los rapakivis de Parguaza, Surucucú y Mucajai (AMCG) de Roraima son anorogénicos formados por procesos de fusión parcial de material basal de la corteza, con/sin aporte de material del manto superior, en ambientes de distensión o rifts continentales, es decir, ambientes intracratónicos. Los granitos rapakivis de Rondonia son muy variables en tipos y origenes e implican cierta conexión entre los magmas rapakivis y los ambientes de espesamiento de la corteza durante eventos sucesivos más jóvenes pudiendo implicar ser tectónicos tardíos o incluso, aunque más raro, estar relacionados a procesos de colisión continental y engrosamiento de la corteza como es el caso de los gneises de 1.45 Ga del Rio Uaupés (equivalente del Granito de Guaniamito) de la región del Río Negro.

La principal diferencia entre los rapakivis del CA y los del Báltico es que los rapakivis de Sur América presentan muchos de ellos una fuerte mineralización, vía granitos evolucionados (Tipo I, **Figura 59**) o especializados, granitos albiticos, topácicos leucocráticos, de Sn asociados a Y, REEs, Th, F (criolita), Zr, In, alta relación F/Cl, anomalía negativa de Eu, asi como potenciales depósitos tipo Olympic Dam (Fe,Cu, U, REEs, Au, Ag) mientras que los granitos del Báltico-Laurentia estan poco mineralizados, probablemente porque estos últimos representan facies más profundas y/o menos diferenciadas (Tipo II, **Figura 59**). Asi se tienen los siguientes parámetros prospectivos para estos granitos rapakivis con su coeficiente de diferenciación Fe/(Fe+Mg) y la susceptibilidad magnética (MS):

Fe/ (Fe + Mg)	**MS**	**Mineralizaciones**
Moderado-alto	Alto	*Estériles en Sn, mineralizados en W*
Muy alto	Moderado	*Estériles en Sn, mineralizados en Cu y Mo*
Muy alto	**Muy bajo**	***MINERALIZADOS EN Sn***

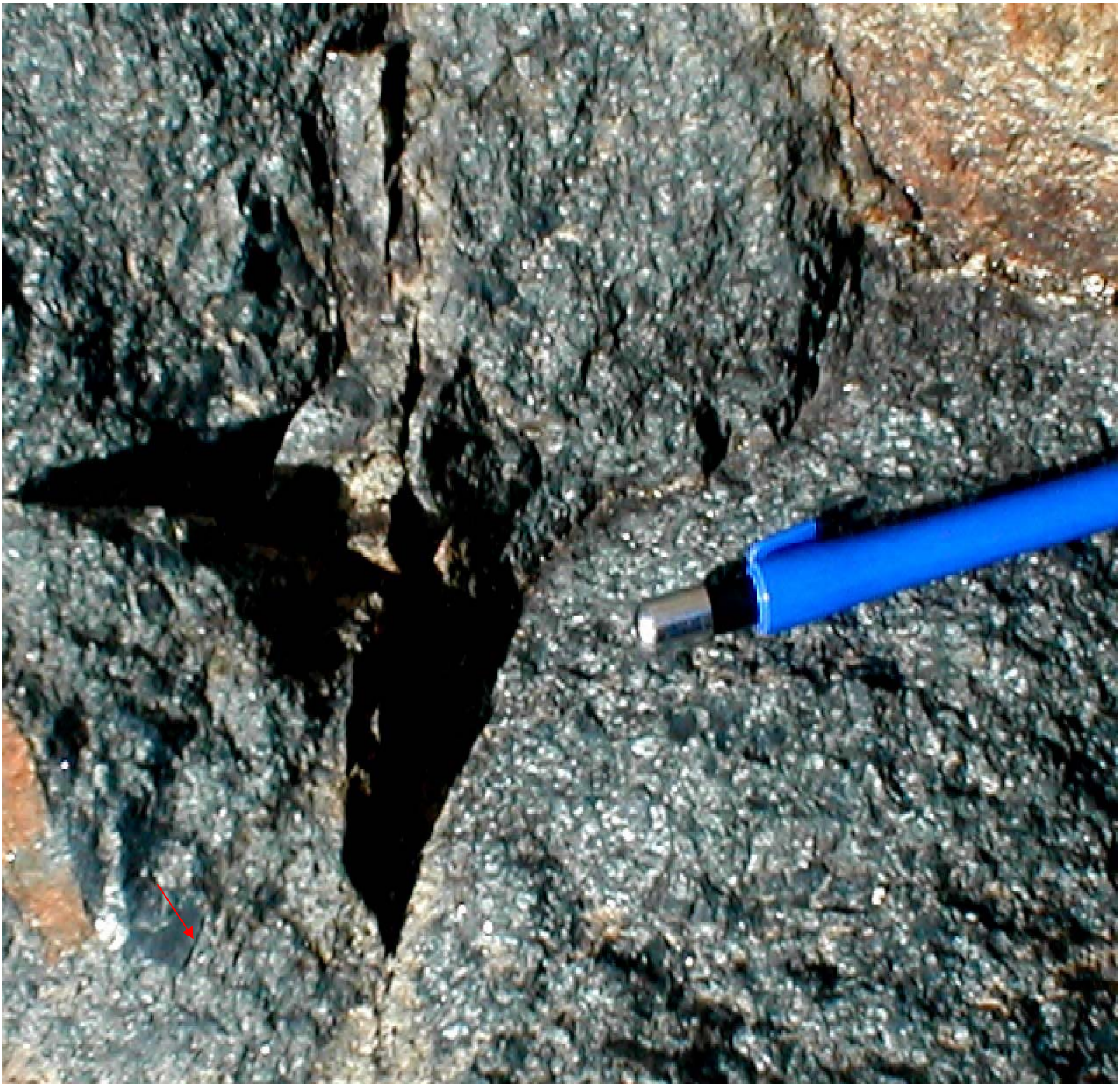


Figura 55: Afloramiento de roca piroclàstica, ignimbritica, de composición riolitica, tipo Volcánicas de Caicara, localizado en "La Linea", límite fronterizo entre Venezuela y Brasil. Note los "shards" o vidrios, próximo a la cabeza del bolígrafo y otro mayor en forma de media luna, indicado por la flecha. Estas rocas presentan una edad U-Pb en circones, roca total de 1.978 ± 43 Ma como se muestra en la intersecciòn de la isocrona con la curva concordia de la figura siguiente, edad que se determinò en rocas similares de Ikabarù, localizadas a unos 80 Km al Oeste del presente afloramiento.

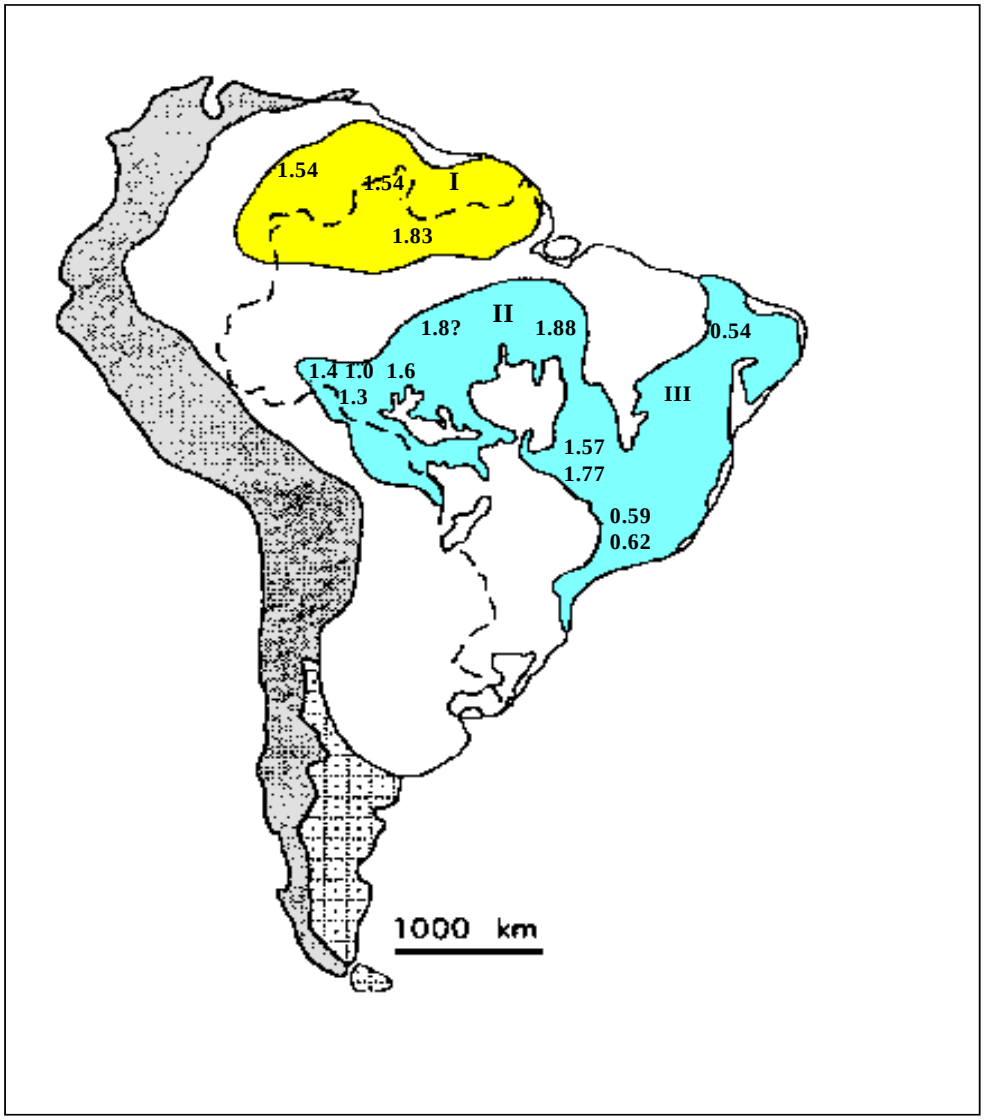
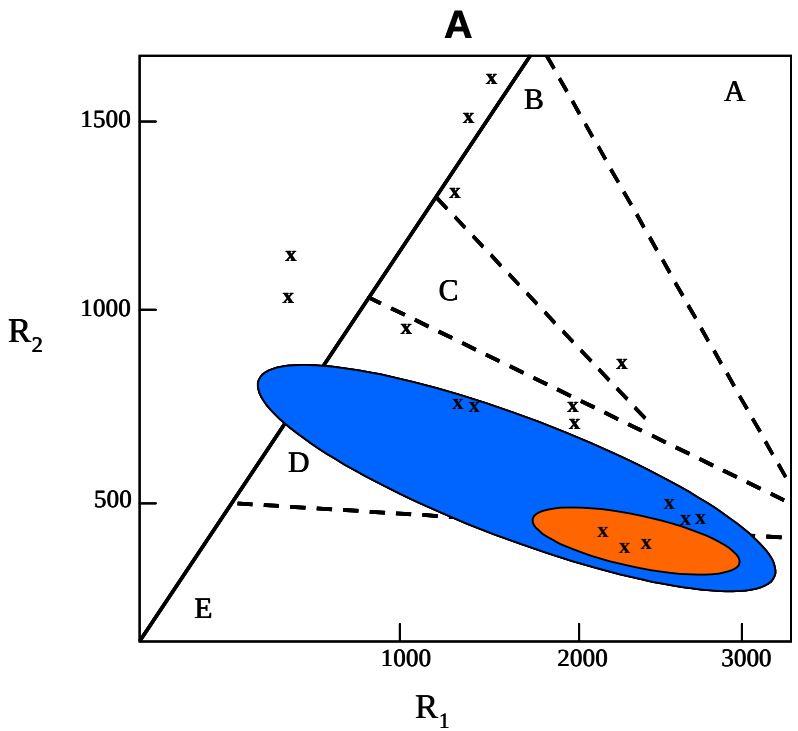
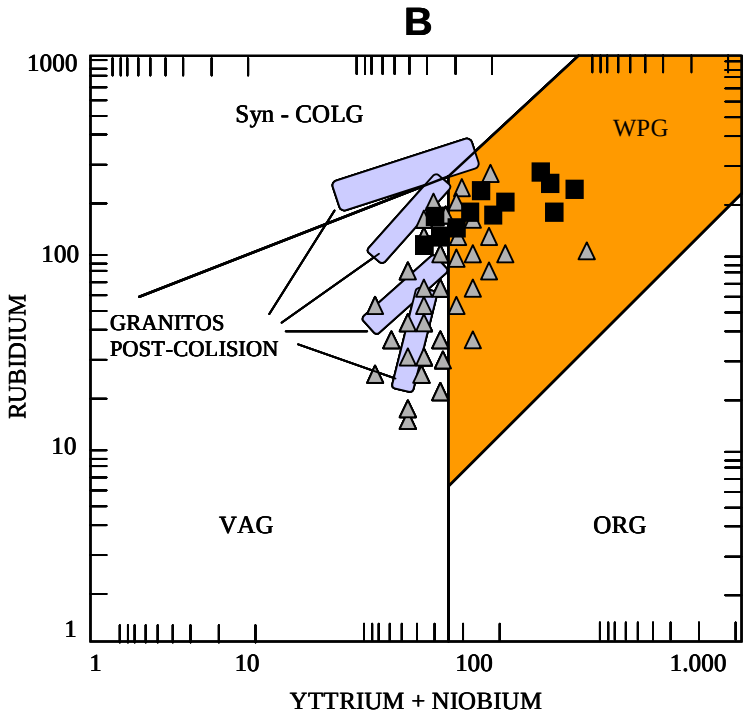


Figura N 56 LOCALIZACIONES DE EDADES U-Pb EN CINTURONES DE GRANITOS RAPAKIVIS EN EL ESCUDO DE SUR AMÉRICA. COMO REFERENCIAS EL GRANITO RAPAKIVI DE EL PARGUAZA Y EL DE SURUCUCÚ MUESTRAN UNA EDAD DE 1.54 Ga (tomado de Dall Agnol y otros 1.999)





LEYENDA

R_1= 4 Si – 11(Na + K) – 2(Fe + Ti)
R_2= 6 (Ca + 2Mg + Al)
A Rocas derivadas por fraccionamiento del manto
B Rocas precolisión de placas
C Rocas levantamiento postcolision
D Rocas orogénicas tardías
E Rocas anorogénicas

LEYENDA

ORG Rocas graníticas cerca ridges oceánicos
WPG Rocas graníticas entre placas, continentales
Syn – COLG Rocas graníticas sin colisión
VAG Rocas graníticas cercanas a arcos de islas

FIGURA N 57 A) DIAGRAMA DE ROCHE PARA ROCAS DE LA FORMACIÓN ICHUN (x) , MOSTRANDO LOS CAMPOS OCUPADOS POR LAS VOLCANICAS DE CAICARA (color tang) Y EL VIEJO (color azúl) (Tomado de Briceño y otros, 1998)

B) DIAGRAMA RB VERSUS Y + NB APLICADO A ROCAS VOLCÁNICAS RIOLITICAS (triángulos abiertos) Y GRANÍTOS DE CUCHIVERO (cuadrados rellenos), (tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)

Los granitos rapakivis evolucionados y enriquecidos en Sn, muestran enriquecimiento en F, HREE, Y, Sn, y U y están agotados en Cl, LREE, Sr, Ba, Zr y Th. **F y Sn muestran buena correlación positiva, mientras que Cl y Sn indican correlación negativa.**

EDAD Y ORIGEN DE LA SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO

Las **Volcánicas de Caicara de la Asociación Cuchivero** fueron dateadas en 1.760 Ma por Rb-Sr roca total (Gaudette y otros, 1.978) en unos xenolitos de ignimbritas rioliticas de Caicara contenidos en el GRP en la colina de Bebederos, localizada al Sur de Los Pijiguaos. Brooks y otros (1.995) reportan **una edad de 1.978 ± 43 Ma** por U-Pb en circones (**Figura 54**) procedentes de tobas de flujo, rioliticas, de las VC, aflorantes cerca del contacto con rocas del Grupo Roraima, en Icabarú. Edades de rocas equivalentes a las Volcánicas de Caicara y de granitos de Cuchivero se presentan en la **Tabla 13b**, recopilada por Sidder y Mendoza (1.995) y en la **Tabla 13a,** de rocas equivalentes de Surumú e Iricoumé del Estado Roraima del Norte de Brasil (según Reis y otros, 2.000). Edades cercanas a los **1.98-1.88 Ga del Evento Orocaima,** se obtuvieron para las rocas equivalentes de las VC, como son la **Formación Dalbana de Suriname y la Formación Surumú de Brasil.** La **edad** de los **granitos de Santa Rosalía y de San Pedro es de 1.880 ± 88 Ma** y tomada una mezcla para granitos y volcánicas de Suriname equivalentes a la AC dió una edad, Rb-Sr roca total, de **1.880 ± 31 Ma** con una relación de Sr87/Sr86 inicial de .706, **(Tabla 13b),** siendo la misma para rocas del manto de esa edad 0.7045 y de la corteza >.708
.

Podría concluirse que las rocas más antiguas de la Asociación Cuchivero o sea las Volcánicas de Caicara debieron emplazarse cercano a los 1.950 Ma y los granitos comagmaticos con ellas no más tarde de otros 10-20 Ma, es decir hacia 1.940-1.930 Ma. Sin embargo, rocas similares y evolucionadas más tardìamente puede registrar edades hasta cercanas a los 1.800 Ma. Aunque todas estas rocas volcánicas y plutónicas, graníticas, se registraron en el evento Orocaima o parte del evento Uatuma (1.96-1.78 Ga) ellas pertenecen a un arco magmatico que sucedió inmediatamente a un arco de islas en un océano que se iniciò hacen unos 2.3 Ga. **Desde la apertura de ese océano hasta el cierre del mismo, se adicionó el arco de islas de Pastora al arco magmático de Cuchivero y ambos se acrearon al viejo continente Imataca, durante la Orogènesis Transamazònica, es decir que esta orogénesis se inició hacen unos 2.3 Ma y concluyò hacia 1.8 Ga, lo cual difiere de muchas interpretaciones previas, incluída la propia (de Sidder y Mendoza, 1.995).**

El ploteo de multicationes R1 versus R2 (siendo R1= 4Si-11(Na+K) –2(Fe+Ti) y R2=6(Ca+2Mg+Al) indica según Briceño y otros (1.989) que las rocas volcánicas de Caicara estudiada por Mendoza y otros (1.977) son calcoalcalinas anorogénicas o postorogénicas, mientras que las volcánicas equivalentes del Amazonas (Talukdar y Colvee, 1.977) son postorogénicas a orogénicas tardías. Las rocas volcánicas de la Formación Ichún caen también **(Figura 57a)** en el orogénico tardío y no están asociadas al tipo orogénico de los arcos volcánicos andinos del Fanerozoico. Rocas graníticas equivalentes al Grupo Cuchivero, del Oeste de Africa, postectónicas, post-Eburnean no son tampoco de arcos sino de zonas intracontinentales.

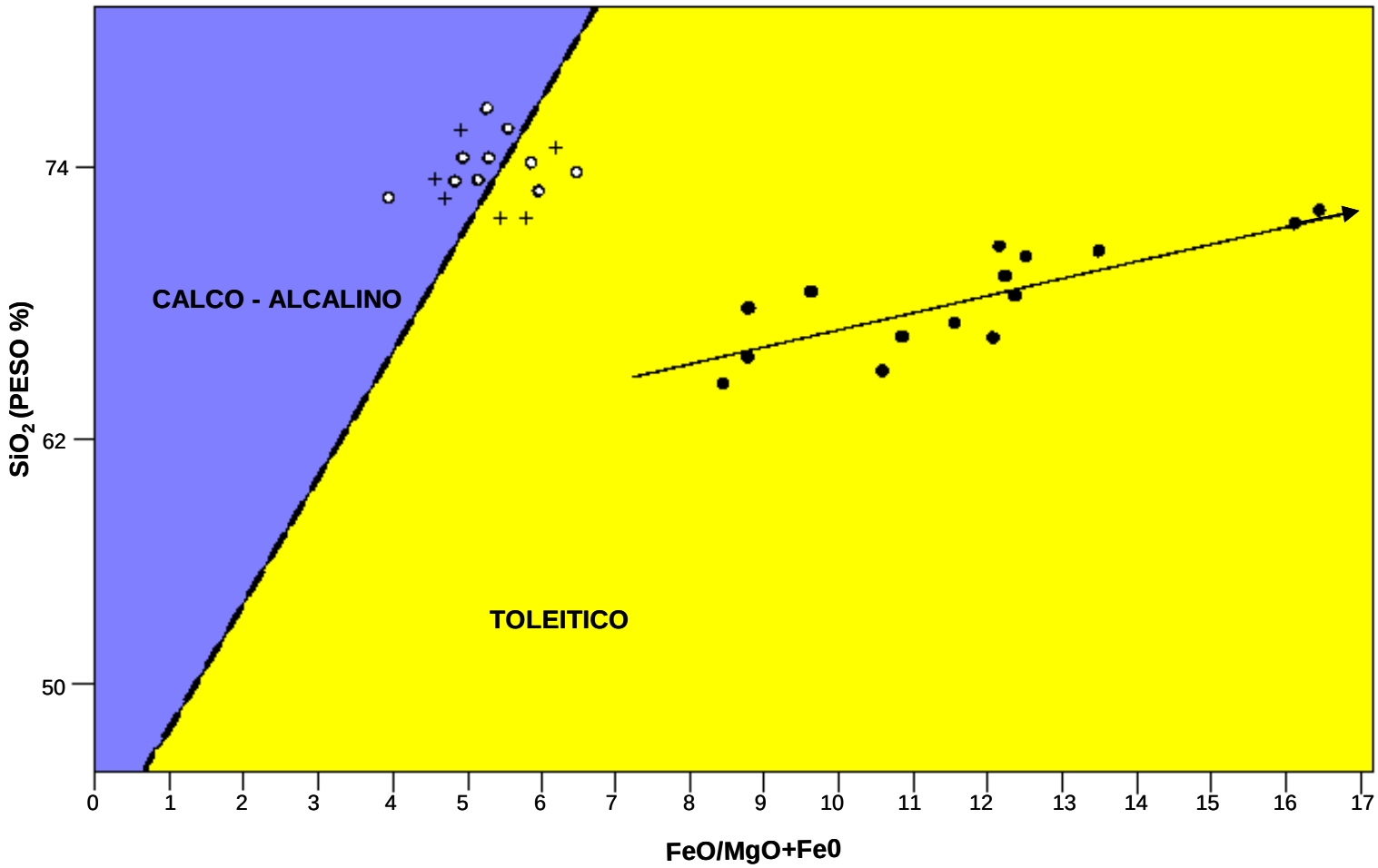


Figura N° 58: DIAGRAMAS DE VARIACIÓN DE Fe0/Mg0 + Fe0 VERSUS $Si0_2$ DE ROCAS VOLCANICAS (+) Y GRANITICAS (o) DE LA ASOCIACIÓN CUCHIVERO Y DEL GRANITO RAPAKIVI DE EL PARGUAZA (•). CAMPOS CALCO-ALCALINO Y TOLEITICO SEGÚN Miyashiro (1974), Tomado de Mendoza (1974)

Briceño y otros (1.989) proponen el modelo de cámara magmática zonada para las rocas Volcánicas de Caicara , implicando cristalización fraccionada, presentando del tope hacia la base un enriquecimiento en Fe, Ti, Al, Mg, Ca, Sr y P y un empobrecimiento en Si, K, Na, Rb y Zr, es decir más básica hacia el fondo y más félsica y explosiva hacia el tope o cuello volcánico de la cámara magmática. El **ploteo de Rb versus Y + Nb** de las rocas de Cuchivero (**Figura 57b**) según Sidder y Mendoza (1.995) muestra que los granitos de la Asociación Cuchivero caen en zonas intracontinentales, como en Africa Occidental, y las volcánicas de Caicara entre la zona de granitos post-colisión y la zona intracratónica.

Sin embargo Mendoza (1.974. 1.977) mostró que las volcánicas rioliticas de las VC son comagmaticas con granitos hipoabisales a subvolcánicos de San Pedro y con granitos plutónicos de Santa Rosalía y que todas las rocas de la Asociación Cuchivero son calcoalcalinas, tectónicas muy tardías a postectónicas, y que muestran, en un diagrama de variación o diferenciación de Fe0 /Fe0+ Mg0 versus Si02 (**Figura 58**) muy poco fraccionamiento. Como estas rocas muestran una relación de Sr isotópico inicial relativamente alta (.706) y presentan muy bajos contenidos en Ni (< 5 ppm) debieron en consecuencia derivarse, en gran parte, de rocas de la corteza, muy próximas a graníticas, como son las tonalitas, trondejemitas, granodioritas y cuarzo-monzonitas (TTG) del Complejo de Supamo, que por procesos de fusión parcial con muy poco fraccionamiento produjeron las volcánicas y granitos calcoalcalinos de la Asociación Cuchivero.

Sidder (1.991) interpretó estos granitos de la AC como de postcolisión, postdeformación y tectonismo, es decir post-Transamazónicos. Cualquier deformación observada en ellos debió ser post-Transamazónica y el bajo grado metamórfico en las volcánicas es atribuido a metamorfismo regional de contacto con las intrusiones comagmaticas graníticas (o plutonometamorfismo de Mendoza y otros, 1.977). Se ha estimado que los granitos postectónicos generalmente ocurren unos 25-75 Ma después del climax de los eventos de la colisión (Silvestre, 1.989), cuyo intervalo es el lapso aproximado entre la terminación del levantamiento del Complejo de Imataca que colidió con los CRV y granitos asociados de la Provincia Pastora y el magmatismo de la AC.

Sin embargo, al igual que en la Provincia Ventuari-Tapajós, de la cual forma parte la Asociación Cuchivero, estas rocas muestran metamorfismo de muy bajo grado y trend de foliación marcado NO-SE con alto buzamientos, pero pertenecientes al Evento Orocaima propuesto por Reis y otros (2.000) para la parte Norte del Brasil. Las rocas volcánicas y los granitos se originaron en ambientes transicionales entreplacas (anorogénicos) y granitos de arcos volcánicos, muy cercanos al campo de granitos postcolisión. Los granitos postcolisión a entreplacas sugieren magmatismo costral seguido y renovado por subducción y magmatismo manto-corteza de arcos.

El **Granito Rapakivi de El Parguaza es anorogénico, de edad en el área del Suapure-Pijiguaos de 1.545 ± 20 Ma** U-Pb en circones a **1.531 ± 39 Ma** (Gaudette y otros, 1.974, 1.978), y 1.372 ± 10 Ma a 1.386 ± 28 Ma, Rb/Sr roca total, en Puerto Ayacucho y San Pedro respectivamente (**Tabla 22 a),** emplazado en un rift continental, acompañado de alto gradiente geotérmico,

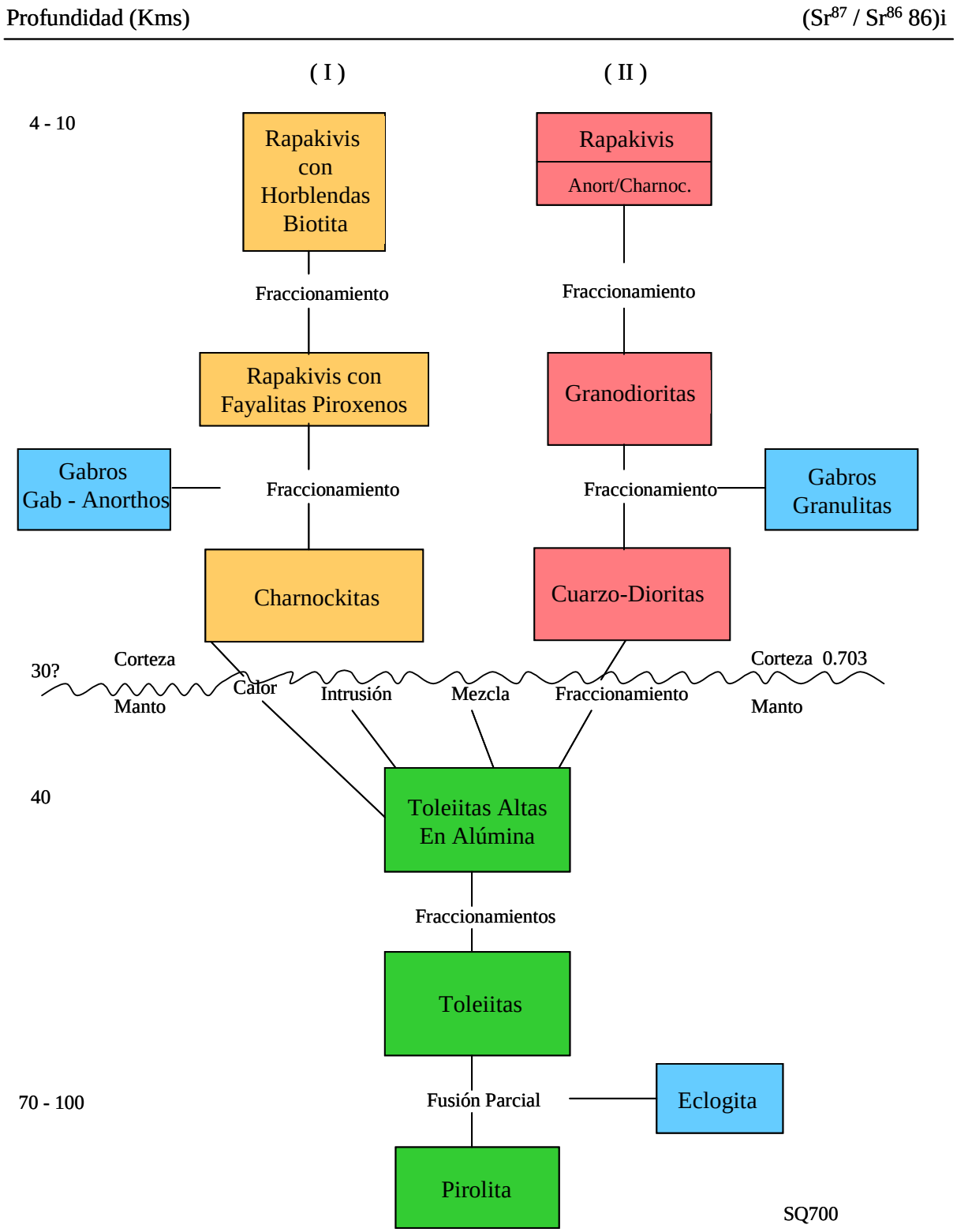


Figura N 59 **EVOLUCION MAGMATICA DE GRANITOS RAPAKIVIS DE EL PARGUAZA (tomado de Mendoza, 1.974, 1,977)**

TABLA 17. EDADES Rb/Sr ROCA TOTAL DE GRANITOS RAPAKIVIS DE EL PARGUAZA Y SUS EQUIVALENTES EN EL ESCUDO DE GUAYANA (Tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)

MSWD= desviación media cuadrada ponderada.

Países	Unidades	Edades (Ma)	($^{87}Sr/^{86}Sr$)o	MSWD	Referencias
Venezuela	Granito Rapakivi de El Parguaza	1,490±120 (n=4)[1]	0,701	2,09	Gaudette and others (1978)
Venezuela	Granito de San Carlos	1,567±25 (n=4)	0,704	0,93	Gaudette and Olszewski (1985)
Colombia	Granitos de Río Inírida y Río Guaviare	1,485±35 (n=8)	0,706	1,6	Priem and others (1982)
Brasil	Granito de Surucucú	1,520±140 (n=6)[1]	0,696	22,2	Basei and Teixeira (1975) Dall'Agnol and others (1975)
Brasil	Granitos de la cuenca Alto Amazonas Brasil	1,530±25 (n=3)[2]	0,706	0,29	Kovach and others (1976)
Brasil	Granitos Agua Boa-Madeira, Pitinga	1,700±34 (n=9)[3]	0,701	5,98	Macambira and others (1987)

inducido por magmas basálticos del manto superior , en un borde de corteza continental pasivo similar en edad y características al modelo de los granitos rapakivis anorogénicos con riolitas asociadas de los Montes San Francisco, de Missouri, USA (1.480-1.450 Ma, Windley, 1.989); o muy problable, asociado a procesos de subducción de baja pendiente; o a procesos muy tempranos orogénicos acreacionales del cinturón granulitico de edad Grenville, de anortositas y granulitas jóvenes, de edad 1.3-1.1 Ga de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia.

Los GRP son tipo A, anorogénicos, meta-aluminosos a ligeramente peraluminosos (Dall'Agnol y otros, 1999) cuyas edades en Brasil van desde 1.88 Ga en Tapajós a 1.83 Ga en Pitinga a edades intermedias y muy abundantes de 1.54 Ga en Parguaza, Surucucú y Mucujai. Los granitos de Mucujai, que afloran al SW de la Ciudad de Boa Vista, forman un complejo de anortositas, mangueritas, charnockitas y granitos rapakivis (asociación AMCG, Emslie, 1.991) que tienen una edad para mangueritas y charnockitas de 1.53 Ga, granitos rapakivis de 1.54 Ga y anortositas de 1.56 Ga, y son intrusivos en anfibolitas y granulitas en la Sierra Prata. Tales anfibolitas y granulitas de Sierra Prata son correlacionadas con las granulitas del Complejo de Kanukú, de edad 1.96 Ga, en el Cinturón Central de Guyana, de tendencia NE, que es la misma tendencia estructural del Complejo de Imataca. Las relaciones correlativas de Kanukú e Imataca ya fueron consideradas en la presentación de la Provincia Imataca.

La asociación AMCG fue afectada por la Orogénesis K' Mudku equivalente a la de Grenville y se parece a las clásicas asociaciones AMCG de Finlandia, reforzando la correlación de este Cratón Amazónico con Laurentia-Báltica (Fraga y otros, 2.000) al menos en tiempos de Grenville (12-0.9 Ga). La diferencia más notable entre los rapakivis del Cratòn Amazònico y sus contrapartes similares de Laurentia-Báltica, es que algunos de los rapakivis amazònicos son ricos en depòsitos de estaño y otros coproductos y menas asociadas de Y, REE, F (criolita), Zr, In, Th, mientras que los rapakivis de Laurentia-Baltica son pobres en estos tipos de depòsitos minerales. La evolución magmatica propuesta por Mendoza (1974, 1975) de la **Figura 59**, sugiere que los rapakivis tipo I son los amazónicos y los rapakivis tipo II son los de Laurentia-Báltica, lo cual se explica someramente más adelante.

Los granitos de Rondonia, van en edad desde 1.6 Ga a 0.9 Ga. Los granitos de 0.9-1.1 Ga incluyen charnockitas, mangueritas y rapakivis pero sin macizos anortositicos. En el SW se encuentran granitos rapakivis de edad 1.6 a 1.0 Ga. Granitos rapakivis de solo 0.60 Ga son reportados en el Estado de Sao Paulo con alto La/Nb, REE pesados, modelo fraccionado que se derivaron del manto superior, modificado por corteza oceánica en subducción, relacionado a arco magmatico, post-colisional, tardío tectónico, asociado con la orogénesis Caledoniana (Wernick, 2.000) contrario a casi todos los rapakavis clásicos, que son anarogénicos y se formaron varias decenas a centenas de millones de años después de los arcos magmaticos, zonas de subducción y colisión . En este último caso los rapakivis resultaron de fusión parcial incongruente de más antiguos TTG calcoalcalinos, baja presión y alta temperatura (4 Kbs y 900-950 C) por fuerte pluma de calor con magma básico del manto convectivo que se mezcló con TTG calcoalcalinos de la corteza inferior.

Bettencourt y otros (1999) tratan en alguna extensión los GR de Rondonia, en el borde SW del Cratòn Amazònico en Brasil. Segùn estos autores , los GR comprenden siete asociaciones que en el tiempo van desde 1.600 Ma a 970 Ma, a decir:

9. Asociación Intrusiva de Sierra de la Providencia, con edades U-Pb de 1.600 a 1.532 Ma
10. Asociación Intrusiva San Antonio, de edad U-Pb 1.406 Ma
11. Asociación Intrusiva Teotónio, de edad U-Pb 1.387 Ma
12. Asociación Intrusiva Santo Antonio de edad U-Pb 1.346 a 1.338 Ma
13. Asociación Intrusiva San Lorenzo-Caripunas, de edad U-Pb 1.314 a 1.309 Ma
14. Asociación Intrusiva Santa Clara, de edad U-Pb 1.082-1.074 Ma
15. Granitos Jóvenes de Rondonia, de edad U-Pb 998 a 974 Ma.

La Asociación Intrusiva Sierra de la Providencia es intrusiva en rocas de la Provincia Río Negro-Juruena (1.8-1.7 Ga), mientras que las otras asociaciones son intrusivas en rocas costrales de Rondonia-San Ignacio de edades 1.50 a 1.30 Ga. Estas intrusiones de granitos rapakivis son contemporàneas con actividad orogènica en otras partes del Cratòn Amazònico. Las asociaciones 1 a 5 son reconocidas entre el Distrito Cedeño y el Estado Amazonas de Venezuela. La asociación 6 forma parte de los terrenos Grenville, como en Santa Marta (Colombia) y el tipo 7 definitivamente dudamos que sean granitos anarogènicos rapakivis.

En efecto, rocas similares y equivalentes en edad al GRP en la Guayana Venezolana y en sus fronteras con Colombia y Brasil son, entre otros,: Granito de San Carlos de Río Negro y Granito de Cucuy con 1.567 Ma por Rb-Sr roca total, Granito de Puerto Inirida en Colombia de 1.485 Ma por Rb-Sr roca total, Granito de Surucucú y Parima de 1.520 Ma por Rb-Sr roca total (**Tabla 17**). Barrios y otros (1985) reportan edades Rb-Sr roca total en GRP de San Pedro cerca del Río Suapure y Puerto Ayacucho de 1372 Ma y 1386 Ma.,respectivamente. La **Tabla 18** (tomado de Dall"Agnol y otros 1.999) muestra las edades radimétricas de los granitos rapakivis de Brasil y de los paises circunvecinos

Bajas a moderadas relaciones de Na/K, Ba/Sr, K/Rb y relación de Si02 versus Fe0/Fe0 + Mg0, indican un fuerte fraccionamiento como un importante proceso en la cristalización de los GRP. Baja relación Sr 87/Sr 86 inicial (=.701), Nd 143/Nd144 inicial (=0.51160) y alto contenido de Ni (promedio 12 ppm con valores puntuales hasta de 710 ppm, Sidder y Mendoza, 1995) implican que los GRP se derivaron del material del manto superior, con alguna incorporación menor de material de la corteza inferior, granulitas y charnockitas del tipo Complejo de Imataca, siguiendo la evolución magmática propuesta por Mendoza (1.974) como se indica en la **Figura 59**

El estudio detallado, integral y globalizado de los granitos anarogènicos. rapakivi, como sucesiòn de eventos ocurridos casi exclusivamente del Mesoproterozoico al Neoproterozoico Temprano, son de extremada importancia en la reconstrucción paleogeogràfica de los supercontinentes.

UNIDADES LITROESTRATIGRAFICAS Y COMPLEJOS	EDADES	METODOS	REFERENCIAS
Bloque Este del Cratón Amazónico			
Cigano Granite	1883 ± 2 Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991)
Sierra dos Carajás Granite	1880 ± 2 Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991
Pojuca Granite	1874 ± 2 Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991
Musa Granite	1883+5/-2Ma	U-Pb-Zr	Machado et al. (1991
Jamon Granite	1885 ± 32 Ma	Pb-Pb Zr	Macambira and Dall´Agnol (1997)
Seringa Granite	1892 ± 30 Ma	Pb-Pb Zr	Avelar et al. (1994)
Velho Guillherme Granite	1873 ± 13 Ma	Pb-Pb wr	Rodríguez et al. (1992)
Redençâo Granite	1870 ± 68 Ma	Pb-Pb wr	Barboza et al. (1992)
Antonio Vicente Granite	1896 ± 9 Ma	Pb-Pb wr	N.P. Teixeira (unpulished data)
Bloque Central del Cratón Amazónico			
Madeira Granite	1834 ± 6 Ma	U-Pb-Zr	Fuck et al. (1993)
Madeira and Agua Boa Granite	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr wr	Mancambira et al. (1987)
Serra do Acari Granite	1750 ± 30 Ma	Rb-Sr wr	Jorge Joâo et al. (1985b)
Iricoumé (Uatumâ) volcanites	1962 ± 42/-33 Ma	U-Pb-Zr	Schobbenhaus et al. (1994)
ISurumu (Uatumâ) volcanites	1966 ± 9 Ma	U-Pb-Zr	Schobbenhaus et al. (1994)
Bloque Norocidental del Cratón Amazónico			
Parguaza Granite	1545 ± 20 Ma	U-Pb-Zr	Gaudette et al. (1978)
Suecucu Granite	1583 Ma	Rb-Sr-RI	Dall´Agnol et al. (1975)
Mucajaí Granite	1544 ± 42 Ma	U-Pb Zr	Gaudette et al. (1996)
Serra da Prata Charnockite	1564 ± 21 Ma	Pb-Pb Zr	Fraga et al. (1997ª)
Bloque Surocidental del Cratón Amazónico			
Felsic volcanites of Juruena region	1645 ± 38 Ma	Rb-Sr RI	Silva et al (1980)
Teles Pires Granite	1602 ± 30 Ma	Rb-Sr RI	Silva et al (1980)
Canamâ Syenite	1216 ± 30 Ma	Rb-Sr wr	Silva et al (1980)
Roosevelt volcanites	ca 1650 Ma	RB-Sr RI	Leal et al. (1978)
Serra da Providência Granite	1606 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Tosdal et al. (1996)
	1573 ± 15 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
	1566 ± 5 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
	1554 ± 47 Ma	U-Pb Zr	Tosdal et al. (1996)
	1588 ± 16 Ma	U-Pb Zr	Tassinari et al. (1996)
Ouro Preto Charnockite	ca 1560 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Santo Antonio Granite	1406 ± 32 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Teotõnio Syenite Granite	1387 ± 16 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Jaru Charnockite	1351 ± 8 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Sâo Lourenco Granite	1314 ± 13 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Caripunas Granite	1309 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Caripunas felsic volcanites	1312 ± 3 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Oriente Novo Granite	1080 ± 27 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Santa Clara Granite	1081 ± 50 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Pedra Branca Granite	998 ± 5 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Uniâo Charnockite	1048 ± 8 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al. (1995)
Provincia Goias Central de Brasil con Sn			
Arai Rhyolite	1771 ± 2 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
Soledade Granite	1769 ± 2 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
Sucuri Granite	1767 ± 10 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
Serra da Mesa Granite	1574 –1614 Ma	U-Pb Zr	Pimentel et al. (1991)
	1578 ± 20 Ma	Pb-Pb Zr	Rossi et al. (1992)
Complejo Niquelandia			
	1560 - 1600 Ma?	U-Pb Zr	Ferreira Filho et al. (1994)
	1991 ± 49 Ma	U-Pb Zr[a]	Correira et al. (1996)
	1600 – 1880 Ma?	U-Pb Zr[a]	Correira et al. (1996)
	Ca 2070Ma	Re-Os wr	Correira et al. (1996)
Complejo Barro Alto	1729 ±21 Ma	U-Pb Zr[a]	Suita (1996)
Provincia Antiqueira y Borborema			
Itu Rapakivi Suite	590 ± 10 Ma	Rb-Sr wr	Wernick et al. (1991)
S. José Río Pardo Manger. Suite	ca 620 –640 Ma	U-Pb Zr	Janasi (1195)
Umarizal Charnockite	545 ± 7 Ma	Rb-Sr wr	Galindo et al. (1995)

Tabla 18 EDADES DE GRANITOS RAPAKIVIS EN EL ESCUDO DE SUR AMERICA (tomado de Dall´Agnoll y otros, 1999).

Los principales recursos minerales explotados en la Provincia Cuchivero son los depòsitos de bauxita de Los Pijiguaos y los de diamantes de Quebrada Grande en Guaniamo, además del potencial en REEs, zirconio, niobio, fósforo de la Carbonatita de Cerro Impacto, y de otros complejos alcalinos como La Churuata; y casiterita, columbita-tantalita aluvionales de Agua Mena, derivadas de pegmatitas y rocas sieniticas asociadas al GRP. Los depósitos de oro son escasos y de modesta a baja potencialidad.-

RECURSOS MINERALES DE LA PROVINCIA CUCHIVERO

Depósitos de Oro

Las vetas de cuarzo, abundantes en las Rocas Volcánicas de Caicara, suelen contener trazas de Ag y Au (Sidder, 1.995) y algo de oro aluvional ha sido explotado irregularmente por pequeños mineros en el Río Alto Suapure, donde una estructura silicificada de paleocaldera aún se puede inferir. Alli las rocas piroclásticas y volcánicas están silicificadas y muestran piritas (1%-2%) y en la divisoria de aguas de los ríos Ventuari y Erebato, Serranía de la Maigualida, tales volcánicas están muy piritizadas (10% a 15%) y silicificadas.

Algo similar es observado en Asita, en El Viejo, en las rocas sedimentarias intercaladas con volcanoclásticas del Bajo Ventuari, etc., aunque depósitos epitermales y bonanzas de oro y plata, como ocurre en rocas similares de la Cordillera Americana de edad Terciario, son muy infrecuentes en rocas del Precámbrico (Hutchinson, 1.987) por la escasez de pórfidos subyacentes de Cu-Au en el Precámbrico y por los procesos de convergencia y colision implicaron fuertes levantamientos y erosión.

Las anomalías geoquímicas en Ag, Au, Mo, Bi en vetas de cuarzo con algo de sulfuros asi como las pintas de oro en batea en estos terrenos de las VC, sugieren, no obstante, la presencia de depósitos epitermales de metales preciosos en tales rocas volcánicas félsicas del Paleoproterozoico a Mesoproterozoico.

Tapajós es la provincia aurífera más grande del Brasil y se localiza entre el río Tapajós y los ríos Crepori y Jamanxin, Sierra del Cachimbo y el Río Ririrí. El basamento de esta provincia está formado por el Grupo Cuiú-Cuiú y la asociación Jacareacanga del Paleoproterozoico que fueron intrusionados por granodioritas y cuarzo-monzonitas de Paraguari, del tardío Transamazonico (2.0-1.9 Ga). Sobre ambas unidades, se depositaron tobas volcánicas félsicas del Grupo Ririrí (1.89-1.87 Ga).

El granito anorogénico de Maloquinha, comagmatico con las volcánicas de Ririrí, intrusionó toda la secuencia. Rocas sedimentarias clásticas de la Formación Castelo dos Sonhos subyacen a las rocas de Ririrí. Toda la secuencia fue cubierta por el Grupo Beneficente e intrusionada por diques y sills gabroides de 1.69 Ga y de rocas máficas y ultramáficas de Cacheira Seca de 1.2-1.1 Ga. Los granitos de Maloquinha se emplazaron a niveles epizonales y están enriquecidos en F, Zr, REE, Y, Sn, Au, Cu, Fe y jugaron un papel muy importante en la mineralización de Tapajós

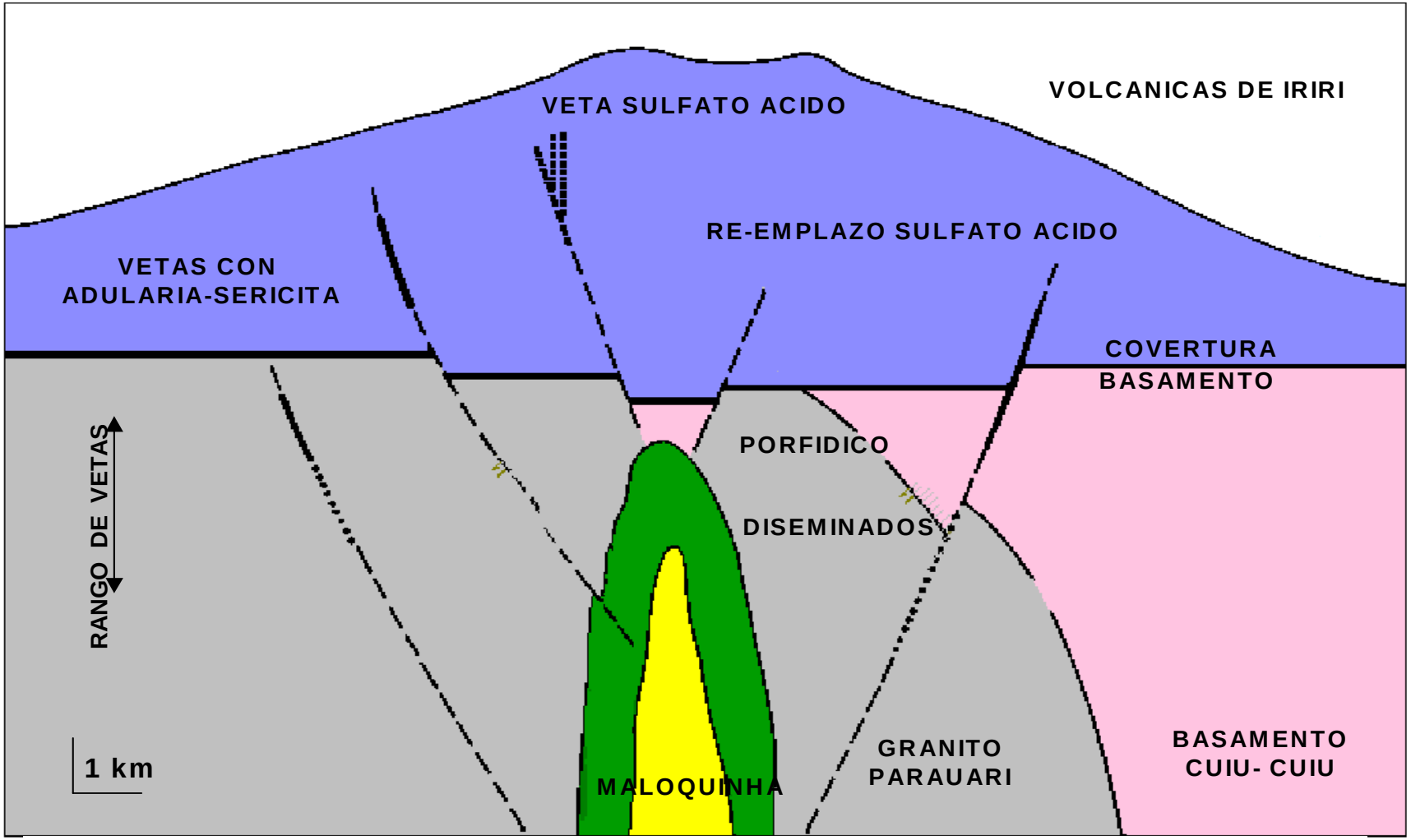


FIGURA N 60: MODELO GEOLOGICO DE UNA INTRUSIÓN PORFIRITICA CENTRADA (GRNITO DE MALOQINHA) DE DEPOSITOS DE ORO (-PLATA) EPITERMALES DEL PALEOPROTEROZOICO

63º 30'

Figura N° 61: HOJA DE RADAR NB20-6 (ESCALA 1:250000) MOSTRANDO CIZALLA N20-25E SALTO AURAIMA RIO PARAGUA, MINA MANAIMA CON ● MINERALIZACION AURIFERA EPITERMAL HOSPEDADA EN ARENISCAS ORTO-CUARCITICAS DEL GRUPO RORAIMA

El oro se presenta tanto en vetas de cuarzo-aurifero, como diseminado y en stockworks, aunque 90% del oro extraido desde el año 1.959 al año 1.996, estimado en unas 160 t de oro, ha sido aluvional de los garimpos Cuiú-Cuiú, Canta Galo, Abacaxi y Patrocinio. Las vetas de cuarzo aurífero tienen afinidades epitermales (alteración sericita-clorita-sulfuros, hematita-adularia; los sulfuros son esfalerita, calcopirita, galena), pero no ocurren en las rocas volcánicas ni volcanoclásticas sino en las rocas cajas del basamento. La **Figura 60** muestra un modelo para los depósitos auríferos de Tapajós.

Los depósitos de oro de Tapajós son, en suma, de vetas polimetálicos con hasta 5% contenido de sulfuros y al parecer según datos radimétricos isótopos de plomo (Countinho y otros, 2.000) ocurrieron en dos épocas, en 1.96 Ga al final del Transamazónico y a 1.88 Ga final del evento Uatumá.

Similar a los depósitos de Tapajós son los de la **Alta Floresta**, localizada entre el límite de las Provincias Ventuari-Tapajós (1.9 Ga-1.8 Ga) al Norte, y la Río Negro-Juruena (1.80 Ga-1.55 Ga), al Sur, a través de la linea que pasa por los pueblos Matupá-Alta Floresta-Paranaita-Apiacás. Estas dos provincias fueron interpretadas por Tassinari (1.996) como arcos magmaticos que colidieron contra un bloque continental localizado al NE (Cratón Amazónico Central). Los tipos de depósitos de Alta Floresta son vetas de cuarzo relacionadas a zona de cizalla como los depósitos de **Paraiba**, depósitos diseminados relacionados a pórfidos, como los de **Matupá** y depósitos tipo stockworks como los de **Nova Planeta**.

Un depósito de oro epitermal, identificado por el autor de este resumen académico, en Guayana, se localiza a unos 12 Km aguas arriba del **Salto Auraima (Figura 61**) del Río Paragua, en la pequeña mina Manaima, asociado a una zona de cizalla de dirección N 20° E, en ortocuarcitas y areniscas feldespáticas del Grupo Roraima. Son depósitos epitermales en forma de vetillas muy delgadas y diseminado, del tipo de alto contenido de sulfuros, mostrando cuarzo con cavidades, alunita, caolinitización, sericitización y abundante azufre. Estos depósitos son de edad post-Roraima y posiblemente están relacionados a la Orogenia Nickeriana, de edades de 1.2 Ga o más joven aùn. Cerca del tepuy **Yapacana**, Amazonas, se loclizan vetillas de cuarzo aurífero hidrotermales intrusivas en sedimentos verticales posiblemente de edad pre-Roraima. El cuerpo volcánico o subvolcánico causante de tal mineralización no se observó en superficie.

Los depósitos epitermales de alto contenido de sulfuros se originan mayormente encima de zonas de subducción, arcos volcano-plutónicos y márgenes continentales activas. Al final de la orogenesis Nickeriana o Grenvilliana se producen por colision las granulitas y anortositas de Garzón y Santa Marta del lado Oeste, de Colombia y del lado Este se originan una serie de fisuras, reactivación de fallas y emplazamiento de multiples cuerpos graniticos apliticos subvolcánicos y pegmatiticos relacionados, a los cuales puede estar asociada esta aparentemente y al parecer pequeña mineralización epitermal. En algunos contactos de las rocas Volcánicas de Caicara-granitos de Santa Rosalía se observó molibdenita (Mendoza y otros 1.987). En Brasil, Montalvao y otros (1.975) reportaron casiterita, derivada de biotita, en granitos tipo Cuchivero, en inmediato contacto con las volcánicas de la Formación Surumú. Casiterita ha sido observada en

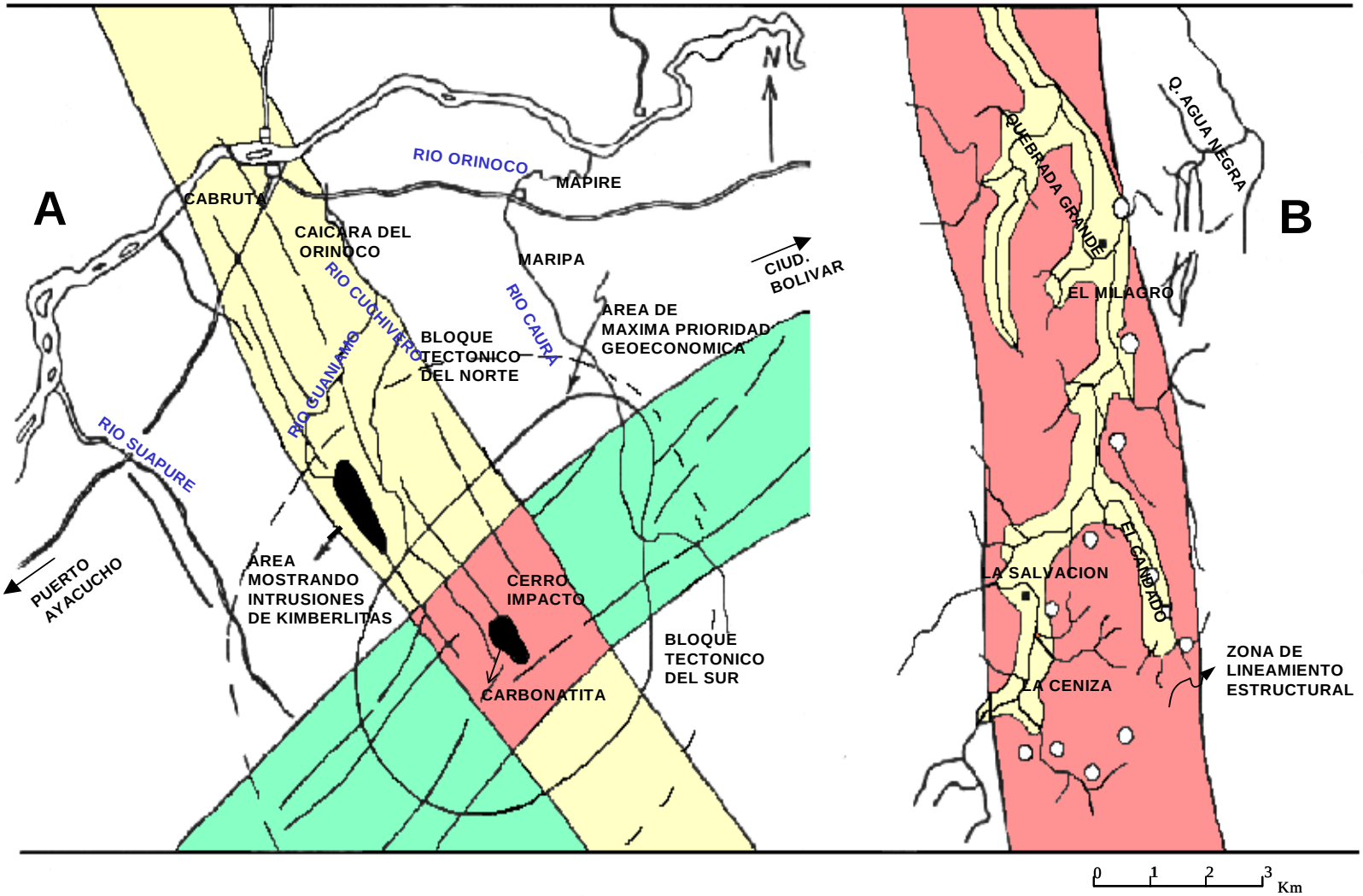


FIGURA N 62: A) MEGAFRACTURAS QUE CONTROLARON EL EMPLAZAMIENTO DE CARBONATITAS Y KIMBERLITAS EN LA PROVINCIA GEOLOGICA CUCHIVERO y B) LOCALIZACION ESTRUCTURAL O CONTROLADA DE KIMBERLITAS EN EL AREA DE QUEBRADA GRANDE, GUANIAMO, DISTRITO CEDEÑO, ESTADO BOLIVAR (Tomadas de Rodríguez, 1.997)

TABLA 19. RANGOS DE COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS LATERITAS DE LA CARBONATITA DE CERRO IMPACTO
(Tomado de Bellizzia y Pimentel, 1.981)

ELEMENTO	MÁXIMOS %	MINIMOS%
Fe	60	4
Mn	35	0,2
Ba	55	0,1
Ce	7	0,01
La	3	0,02
Al	20	0
Si	4	0,5
Ti	7	0,5
Nb	1,5	0,01
Y	0,2	0,005
Zn	0,8	0,01
Pb	0,5	0,001

concentrados de batea en el Alto Paragua cerca del limite de Venezuela con Brasil (Sidder, 1.995). En Brasil, granitos alaskiticos, granodioritas y tonalitas del Supergrupo Uatumá, que están asociados con rocas volcánicas equivalentes a las de Caicara, contienen casiterita diseminada y stockworks, estando alteradas (tipo greisen) las rocas graníticas, mostrando muscovita, fluorita, topacio y turmalina (Damasceno, 1.988).

Carbonatitas de Cerro Impacto y Seis Lagos

Elevadas anomalías aéreas radimétricas y magnéticas de trabajos contratados por Codesur en 1.970 permitieron identificar **el Cerro Campana**, cuerpo alargado elipsoidal dentro de una gran estructura circular, tipo impacto metéorico, en el limite del Municipio Cedeño con el Estado Amazonas, como una **carbonatita** que fué nombrada desde entonces como **Cerro Impacto**.

Esta carbonatita se emplazó en la intersección de dos grandes zonas de falla (N 70° E de Guri con N 20° W de la Falla de Cabruta, **Figura 62**) después de la colisión continental que produjo hasta granulitas y anortositas en Santa Marta (Colombia) y se conoce como **orogénesis Nickeriana**, **Orinoquense o K'Madkú (equivalente a la Grenvilliana).**

La Carbonatita de Cerro Impacto, en particular Cerro Norte, presenta algún interés para Nb, Th y Ce también con valores importantes de Ba, P, Zn, Pb y cantidades menores de Mo, Bi, Sn, Ag, Au y Be **(Tabla 19),** de unos 3 Km de largo por 1 Km de ancho,

De acuerdo con Mariano (1.989) las condiciones óptimas para la acumulación de REEs en carbonatitas se logra por lixiviación meteórica bajo condiciones climáticas tropicales. Los REEs se originan por la descalcificación de carbonatos primarios, apatito y perouskita, en presencia de oxígeno e iones de P y F, a partir de minerales residuales con REEs supergénicos estables bajo condiciones tropicales lluviosas con intensa meteorización.

La Carbonatita de Cerro Impacto, sufrió gran meteorización en condiciones de climas tropicales lluviosos desde hacen por lo menos unos 20 Ma, es intrusiva en un basamento de rocas de Cuchivero y del tipo Complejo de Supamo y se correlaciona con la Carbonatita de Seis Lagos. Las carbonatitas de Araxa y Catalao en Brasil son fuentes importantes de fosfatos y niobio.

Sidder (1.995) basado en una posible asociación de la Carbonatita de Cerro Impacto con las kimberlitas de Guaniamo, y en una datación inadecuada en kimberlitas meteorizadas de Guaniamo que daban una edad de 1.732±82 Ma (Nixon y otros, 1.992), concluyó que la edad de la Carbonatita de Cerro Impacto debería estar entre 1.800 y 1.650 Ma.

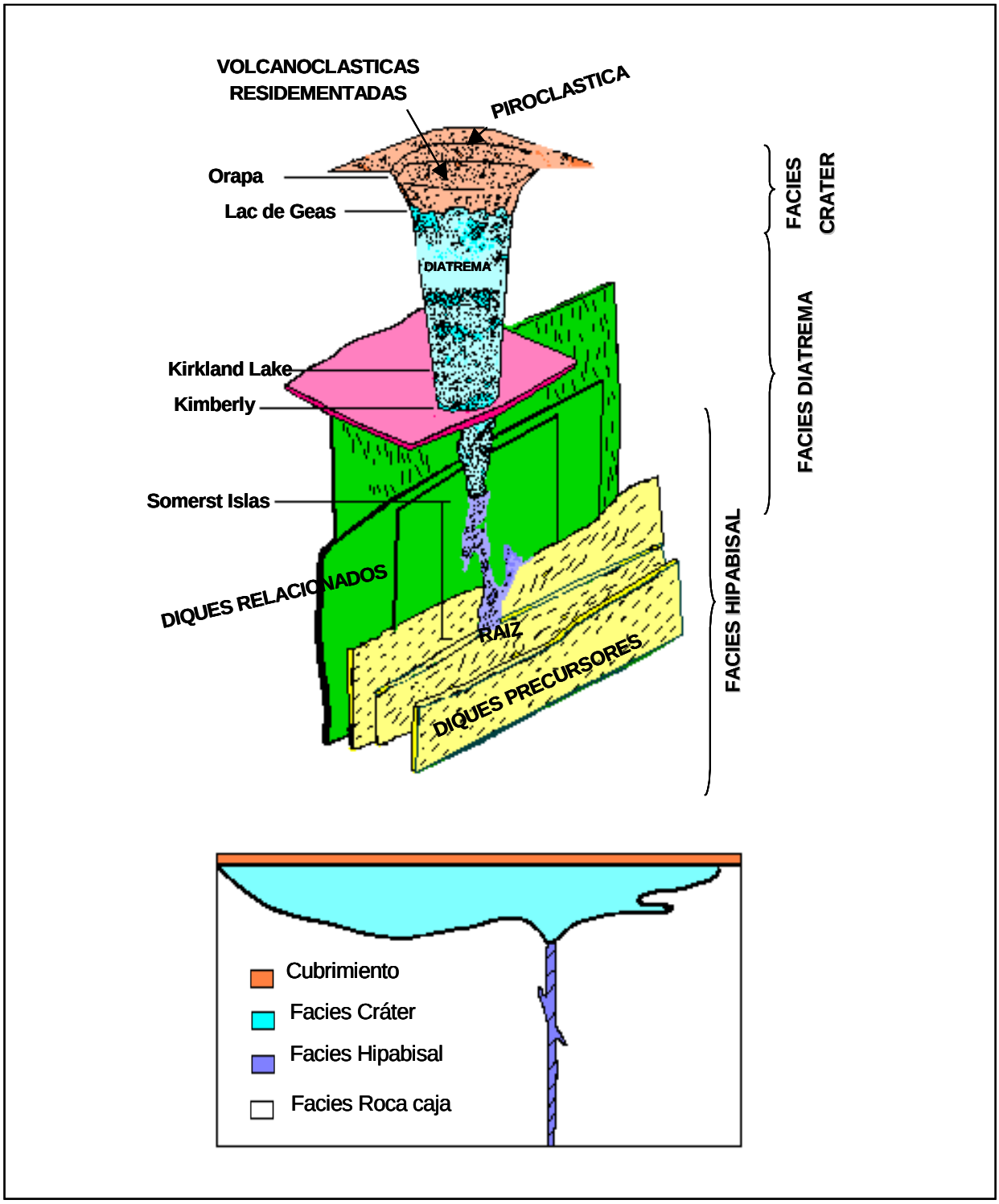


FIGURA N 63: MODELO GENERALIZADO DE UNA PIPA KIMBERLITICA MOSTRANDO PARTES (CRATER, DIATREMA Y RAIZ) E INDICANDO LAS MAS FAMOSAS MINAS DIAMANTIFERAS MUNDIALES , EN SUS RESPECTIVAS FACIES DE AFLOJAMIENTOS Y EN LA PARTE INFERIOR DE LA FIGURA SE MUESTRA UNA KIMBERLITA SIN DIATREMA (tomado de Mitchell, 1986)

TABLA 20. COMPOSICION QUIMICA, ELEMENTOS MAYORES, DE DOS MUESTRAS DE KIMBERLITAS DE GUANIAMO

(Cortesía de Guaniamo Mining CO., ABRIL 2.000)

MUESTRA	1	2
SiO_2	36.41	28.62
Al_2O_3	2.48	1.53
Fe_2O3	8.78	1.2
FeO		7.6
MgO	32.19	22.23
CaO	6.30	14.02
Na_2O	0,46	0.21
K_2O	1.22	0,71
P_2O5	0,42	0,764
TiO_2	0.38	0.59
MnO	0.18	0.19
BaO	0,06	0,142
Cr_2O3	0,014	0,191
SrO	0,07	0,165
Loi	10,7	22
Total	**99,8**	**100,2**
Na_2O/K_2O	0,38	0,3
k_2O/Na_2O	2,62	3,38

TABLA 21. PRODUCCIÓN ANUAL DE DIAMANTES EN EL MUNDO
(BGS WORLD MIN STATITICS, 1.996)
(Millones de Quilates)

Continentes y Países	1991	1992	1993	1994	1995	1996
América del Sur	1,89	1,78	1,41	0,86	0,99	0,96
Brasil	1,55	1,29	1,00	0,30	0,70	0,80
Venezuela	0,34	0,49	0,41	0,56	0,29	0,16
Europa	0,00	18,00	16,00	17,20	12,00	9,75
Rusia		18,00	16,00	17,20	12,00	9,75
Africa	**46,80**	**43,84**	**43,24**	**45,57**	**46,45**	**47,41**
Angola	1,00	1,22	0,15	0,13		
Africa del Sur	**8,43**	**10,18**	**10,32**	**10,85**	**9,68**	**9,57**
Botswana	**16,51**	**15,95**	**14,73**	**15,54**	**16,80**	**17,00**
Ghana	0,69	0,69	0,59	0,74	0,63	0,59
Namibia	1,19	1,55	1,14	1,31	1,38	1,41
R.C. Africa	0,43	0,41	0,49	0,49	0,60	0,66
Sierra Leona	0,25	0,34	0,20	0,26	0,06	0,14
Zaire	**18,30**	**13,50**	**15,62**	**16,25**	**17,30**	**18,04**
Oceanía	**35,96**	**40,17**	**41,88**	**43,79**	**40,69**	**39,51**
Australia	**35,96**	**40,17**	**41,88**	**43,79**	**40,69**	**39,51**
Otros	20,35	1,61	1,97	2,08	7,47	6,89
Total Mundial	**105**	**105,4**	**104,5**	**109,5**	**107,6**	**104,52**

a/ Cifras Estimadas

1/ Incluye Países de Europa, Africa y Oceanía

FUENTE. *BRITISH GEOLOGICAL SURVEY, WORLD MINERAL, STATISTICS, 1.991 - 1.996.*

Ni una cosa ni la otra hoy son convalidadas por el presente autor. En efecto, por una parte las carbonatitas pueden ser de cualquier edad aunque las más abundantes son menores a los 200 Ma, es decir después de la disrupción de la Pangea y el inicio del Océano Atlántico, seguidas de las carbonatitas relacionadas al evento mundial de la orogenesis Grenville (1.200-900 Ma) y finalmente al Proterozoico Medio Hudsoniano (1.800-1.600 Ma) y solo la carbonatita de Lac Shortt NO Abitibi, Canadá alcanza a ser Arqueozoico (2.692±5 Ma). De acuerdo con lo referido la Carbonatita de Cerro Impacto se emplazó desde el manto superior hasta la corteza, nivel granitos/volcánicas de Cuchivero, una vez que el cruce de grandes fallas fueron reactivadas, re-cizalladas y ampliadas durante y después de la Orogénesis Nickeriana y después de las orogènesis Brasiliano-Pan Africana a Herciniana, de edad Mesozoico como la postuló Mendoza y otros (1.977) coincidiendo con la edad Mesozoica para la Carbonatita de Seis Lagos (González y otros, 2.000).

La **Carbonatita de Seis Lagos** se localiza cerca de la frontera norte de Brasil con Venezuela y del Pico Neblina. La CSL es muy similar y se correlaciona con la Carbonatita de Cerro Impacto, presenta más de 200 m de espesor de lateritas con tres pipas intrusivas altamente mineralizadas por niobio, con reservas o recursos identificados por 2.898 millones de t con 2.81 % de Nb_20_5. El pirocloro fue erosionado y destruido y los minerales de niobio fueron cambiados a rutilo y brookita. Asi pués la edad de la Carbonatita de Cerro Impacto es post-Nickeriana y puede estar relacionada con las kimberlitas de Quebrada Grande en Guaniamo, **la última edad aceptada de ésta es 711 Ma.,** o puede ser posterior a ella, es decir Mesozoica. A una conclusión similar llegó Dardenne y Schobbenhaus (2.000). De no estar relacionada la Carbonatita de Cerro Impacto con las kimberlitas de Guaniamo podría ser incluso mucho más joven y estar conectada a la última reactivación de la Falla de Guri durante la formación del Atlántico, o sea como la mayoría de las carbonatitas mundiales, como las carbonatitas del Cretácico Superior de **Anitapólis** y **Jacupiranga** con impotantes depósitos de apatito del S-SE de Brasil, de edad Cretácico Medio-Tardío, 70-80 Ma, de las carbonatitas, ricas en apatito, niobio, titanio, niquel, barita, uranio, fluorita, REEs, y kimberlitas diamantíferas de Alto Paranaiba, como lo propusieron Mendoza y otros (1.977).

Diamantes en el Escudo de Guayana

En el Escudo de Guayana se producen tres zonas y épocas productivas de diamantes:

a) En **Dachine, Guayana Francesa**, en rocas komatiticas del CRV Inini de la Provincia Paramaka del Transamazónico que contiene microdiamantes de poco valor.
b) En aluviones próximos a los conglomerados de Roraima (**San Salvador de Paúl** con más de 2 M de carates producidos; **Ikabarú** con los diamantes de mayor tamaño, pureza y valor, **Los Frijoles** y otras localidades) atribuidos a estar contenidos originalmente en los conglomerados basales del Grupo Roraima (Reid, 1.974) por la erosión de kimberlitas diamantiferas de edad pre-Roraima, localizadas al S-SE, Brasil y Ghana, Africa. No se ha encontrado un solo diamante en tales conglomerados y en opinión del autor, Roraima representa una sección de corteza, con todas las rocas subyacentes del Grupo Cuchivero, Complejo de Supamo-CRV y otras, de gran espesor con alto gradiente

geotérmico, que al ser fracturada en las orogenias Nickeriana e incluso Brasiliana, representó un ambiente muy favorable para que se emplazaran kimberlitas similares en edad a las de Quebrada Grande de Guaniamo de 710 Ma, o más jóvenes del Cretácico como las de Alto Paranaiba de Brasil de 70-80 Ma, asociadas o no a carbonatitas (Briceño consiguió un canto de carbonatita cuya fuente primaria no pudo localizar cercano a Aripichí, comunicación. personal, 1.991). **En conclusión, para el autor, los diamantes de Ikabarù, al menos, se derivan de kimberlitas intrusivas en el Grupo Roraima, de posible edad Mesozoico y fueron parcial a intensamente erosionadas-**

c) En kimberlitas diamantíferas de **Quebrada Grande**, **Guaniamo** a la que nos referiremos en algún detalle más abajo. **Carún**, en el Rio Paragua, puede representar otra kimberlita intrusiva en rocas de la Asociación Cuchivero.

Anualmente a nivel mundial se producen cerca de 110 Mc (millones de quilates) de diamantes (**Tabla 21)**, de los cuales Australia (40%), Zaire (15%) y Boswana (15%) aportan un 70%. Venezuela, según lo declarado al MEM, alcanza escasamente a 0.5 Mc, menos del 0.25% de la producción mundial (World Mineral Statistics, 1.991-1.995). Sin embargo en los primeros años (1.972-1975) de iniciada la explotación en Quebrada Grande en Guaniamo, Venezuela llegó a producir anualmente más de 5 Mc en diamantes y hasta el presente desde su descubrimiento en el año 1.968 se han extraido más de 25 Mc (Dardenne y Schobbenhaus, 2.000).

En Quebrada Grande, pequeños mineros exploradores de Caicara del Orinoco, descubrieron en 1.968 los primeros diamantes aluvionales y en 1.982 por la acción de los monitores hidráulicos de los pequeños mineros se hizo aflorar la primera kimberlita en la zona. Hoy se conocen más de 8 diques y sills de bajo buzamiento, < 20° Norte, con rumbo NW (siguiendo el trend Cuchivero, de posible edad post-Nickeriana), que representan 8 o más cuerpos intrusivos kimberliticos en rocas graníticas y granodioriticas. Las kimberlitas de Guaniamo forman un sistema de capas estratificadas emplazadas en forma de sills y diques, con bajos buzamientos (5-20° al Norte). Ocho capas o sills han sido identificados y se conocen por los nombres de: **Bicicleta, Desayuno Los Indios, La Peinilla, Cordero, Hueso Duro-La Ceniza, Nueva Bulla-Bulla de Las Mujeres-La Hija, Desengaño-El Candado, El Tigre 1 y 2.** El espesor de estas capas varía de 0.1 a 3.7 m con un promedio de 1.2 m. Todas estas capas o mantos kimberliticos contienen diamantes y de casi 3.000 t tomadas representativamente entre todas ellas dio un grado promedio de 1.5 ct/t, o 150 cts/100 t, con un valor de 50 a 60 $/ct. La provincia es mucho más amplia, ya que varios Km. al Norte, se localizaron aluviones diamantiferos (**Los Cocos**) con las mismas caracteristicas de los diamantes de Quebrada Grande. Todas las kimberlitas diamantíferas, que ocupan un cinturón de 10 Km de largo por 5 Km de ancho, se localizan en el dominio petrotectónico formado por granodioritas y cuarzo-dioritas (Channer y otros, 2001). Este dominio limita al Sur con granitos más jóvenes y al Este-SE con volcánicas del tipo Volcánicas de Caicara donde se localiza la Falla Puente Palo, posible fractura mayor de emplazamiento de magmas kimberliticos. Esta Fractura Puente Palo se extiende al NE y coincide con la prolongación de la Falla de Guri. La **Tabla 23** resume la evolución geológica y estructural de la Región de Guaniamo (Channer y otros, 2001). **Las kimberlitas cortan todas las rocas del área, inclusive lámprofiros con una edad aproximada de 850 Ma**

(Nixon y otros, 1.992). Edades Rb-Sr en flogopitas de una kimberlita lixiviada arrojó 1.732 ± 82 Ma (Nixon y otros, 1.992) incompatible con lo observado en campo de que no podía ser más antigua que el lamprófiro que estaba atravesando. Recientes determinaciones **Rb-Sr en flogopitas de kimberlitas** algo más frescas arrojan una edad más joven que la de los lámprofiros, de **711 ± 27 Ma** (Channer y otros, 1.997). Texturalmente en **Guaniamo** se observan **cuatro tipos de kimberlitas**: 1) **masivas** de grano fino, 2) **porfiriticas** de grano grueso con fenocristales, 3) **de grano grueso con olivino en forma de cúmulos,** 4) **brechoides, ricas en xenocristales y xenolitos** de la roca caja cortical. Las kimberlitas de Guaniamo no contienen nódulos o xenolitos del manto, aunque su mineralogía incluye minerales de alta presión (olivino, granate piropo, diópsido cromífero, espinela cromífera, etc.), además de flogopita, yimengita producto de alteración de cromita titanifero-potásica. Químicamente contienen baja sílice (<37%), muy baja alúmina (<5.2%), muy alto contenido de Mg0, y Na_20 (.050%) y la relación K_20/Na_20 puede estar entre 2.5 a algo más de 3 (**Tabla 20).** Por su abundancia en mica podría pensarse que son kimberlitas micáces. En un diagrama $Ti0_2$ versus K_20 caen en el lado de bajo $Ti0_2$, grupo 1 A y de kimberlitas, lejos de las lamproitas, pero en el diagrama Al_20_3 versus $Ti0_2$ caen en los campos de las kimberlitas y algunas kimberlitas de Los Indios en el campo de Lamproitas.

Estas kimberlitas se emplazaron por **hidrofracturamiento** inducido por la boyancia del magma y la gran cantidad de gases contenidos en el mismo, a lo largo de zonas de fracturas, ampliadas por la intersección de fallas (NW de Cabruta con extensión de Guri o Puente Palo llamada localmente). En escala regional, Guaniamo ocurre en una corteza espesa, que buza del NE hacia el SSW en una zona mayor de rift, en la intersección de fallas NE y NW principalmente. El Supercontinente Atlántica o Columbia se soldó por el cierre oceánico Pastora-Botanamo-Mazzaruni, etc. Entre 2.050-1950 M.a. Luego se disruptó hacia 1.7-1.6 Ga por una nueva gran pluma de calor, y a través de los nuevos rifts se emplazó la suite completa o no AMCG (anortositas, mangueritas, charnockitas, granitos rapakivis) del cual nuestro granito rapakivi de El Parguaza, sus facies y equivalentes son buenos representante. Nuevo y gran choque de continentes hacia 1.3-1.1 Ga originó nuevas granulitas, anortositas, charnockitas, etc del tipo Orogenia Grenville, dando lugar al Supercontinente Rodinia hacia 1.1-1.0 Ga.

Rodinia comenzó su disrupción hacia 0.8 Ga y a través de los nuevos rifts sobre una zona de subducción se emplazaron las kimberlitas eclogiticas de Guaniamo entre 0.75-0.70 Ga. Corteza oceánica parece ser la fuente más probable de las capas eclogiticas formadas hacia la base de litósfera debajo de Guaniamo, a 1200° C y 55-60 Kbs de presión (150-200 Km de profundidad), lo cual se induce por la presencia de coesita como inclusión de algunas kimberlitas y diamantes llevados por ellas. Estudios catodoluminiscenes de secciones pulidas de diamantes de Guaniamo sugiere una historia de la evolución del diamante en dos períodos, separados por un episodio de reabsorción y cizallamiento . Datos de isótopos de carbón, sugieren (Channer y otros 2002) que se formaron en rocas básicas subductadas y en una siguiente subducción los diamantes continuaron formándose para alcanzar su pleno desarrollo, modificado por la interacción con material del manto. Los diamantes de Guaniamo son tipo 90 E (eclogiticos), 10% P (peridotitico) y pueden llegar hasta 99 E.

TABLA 22. PRINCIPALES MINAS PRODUCTORAS DE DIAMANTES EN EL MUNDO (Tomado de Mining Jour. Abril 1.998)

PAISES	MINAS	METAL	DIAMANTE		VALOR	OPERADOR
		(000 T)	(000 T)	(000 T) US$/ct	(US$/ct 000)	
Botswana	Jwaneng	9,266	12,688	90,000	1,141,920	Debswana (De Beers)
	Orapa	8,389	6,300	56,000	346,500	Debswana (De Beers)
	Letlhakane	3,419	785,000	110,000	86,350	Debswana (De Beers)
	Twapong	149,000	25,000	75,000	1,875	De Beers/Botswana
	Total	**21,223**	**19,798**	**80,000**	**1,576,615**	
Russia	Udachnaya	8,000	10.200,000	95,000	969.000,000	Alrosa
	Jubilse	7,000	4.200,000	60,000	252.000,000	Alrosa
	Otras	1,000	700,000	90,000	63.000,000	Alrosa-Other State
	Total	**16,000**	**15.100,000**	**245,000**	**1.284.000,000**	
South Africa	Venetia	3,326	4,495	90,000	404,550	De Beers
	Namaqualand	6,069	768,000	180,000	138,240	De Beers
	Finsch	3,969	2,165	55,000	119,075	De Beers
	Premier	3,058	1,392	80,000	111,360	De Beers
	Kimberley	4,170	683,000	120,000	81,960	De Beers
	Marsfontein	116,000	532,000	150,000	79,800	De Beers/ Sourthern Era
	Baken	4,750	180,000	220,000	39,500	Transhex
	Alexco	1,200	10,000	260,000	33,800	State, to be Privatised
	Koftiefontein	2,302	158,000	160,000	25,280	De Beers
	Bellsbank-Ardo	240,000	36,000	220,000	7,920	Rex
	Klipspringer	50,000	35,000	120,000	4,200	SouthernEra
	Benco	60,000	25,000	140,000	3,500	Benguela Concessions
	Otras	300,000	50,000	175,000	8,750	Varios
	Total	**29,610**	**10,619**	**99,000**	**1,058,036**	
Angola	Artisans	Variours	1,200	248,000	298,000	Varios
	UNITA	Variours	2,500	102,000	255,000	Varios
	Catoca	1,700	1,020	68,000	69,360	Alrosa/Odebrecht/ Endiama
	Luzamba	500,000	100,000	190,000	19,000	Ashton/Odebrecht/ Endiama
	Luo	375,000	75,000	200,000	45,000	Diamond/ Works
	Pequeñas Minas	900,000	200,000	180,000	36,000	Endiama + varios
	Total					
DR Congo	Artesanos	Various	14,862	40,000	592,800	Varios
	Mbuyi-Maji	5,000	6.500,000	10,000	65,000	MIBA
	Total		**21,362**	**31,000**	**660,800**	
Australia	Argyle	17,000	40,900	10,000	398,000	Rio Tinto/Ashton
	Merlin	55,000	20,000	80,000	1,600	Ashton
	Total	**17,055**	**40,920**	**10,000**	**399,600**	
Namibia	Namdeb Onshore	25,862	705,000	325,000	229,125	Namdeb (De Beers)
	De Beers Marine	2,000	497,000	220,000	109,340	Namdeb (De Beers)
	Namdeb Contrators	1,050	73,000	325,000	23,725	
	ODM	90,000	57,000	150,000	8,550	ODM
	Namco	150,000	128,000	145,000	18,560	Namco
	Total	**29,152**	**1,150**	**267,000**	**289,300**	

TABLA N 23: EVOLUCION GEOLOGICO-ESTRUCTURAL DE GUANIAMO (modificada de Channer y Otros, 2001)

Edad M.a	Eventos	Estructuras
3-Actual	**Terrazas y aluviones cuaternarios.**	Levantamiento de todo el Norte de Sur América, incluido Guaniamo, con fallamiento gravitacional normal.
150-30	**Intrusiones de Carbonatitas?? y Kimberlitas peridotiticas ¿??por descubrir**	En el SE de Brasil el trend kimberlitas-carbonatitas de edad Cretácico es notorio. En el Norte del Escudo o se erosionó o no ha sido descubierto aún.
210-200	**APERTURA PANGEA: emplazamiento de diques de diabasas tholeiticas.**	En esta parte del Escudo siguen trends N-NW, mientras en otras partes es el NE
600-545	**Orogénesis Brasiliana ¿ Emplazamiento de aplitas y granitos pegmatiticos.**	Evento termal en esta parte norte del Escudo, pero que fue muy activo teutónicamente en el SE de Brasil y NW de Africa.
750-700	**Emplazamiento de diques y sills de KIMBERLITAS ECLOGITICAS DIAMANTIFERAS DE GUANIAMO**	Son atectónicas, sin desarrollo de fábrica penetrativa, aunque pueden estar algo falladas como los lamprófiros.
750-545	**DISRUPCIÓN DEL SUPERCONTINENTE RODINIA:** emplazamiento de diques de lamprófiros	Los lamprófiros estan algo deformados por efectos de callamiento
1.000-950	**CONSOLIDACIÓN DEL SUPER-CONTINENTE RODINIA**	
1.200-1.000	**Orogénsis Nickeriana=Grenville. Colisión de grandes bloques continentales: formación de granulitas, charnockitas, migmatitas, anortositas,etc**	Colisión de Norte America-Báltica versus SurAmerica-Africa y otros continentes. Reactivación de fallas y desarrollo de trenes N-NE
1.400-1.300	**Sedimentación parte Superior Supergrupo Roraima discordante sobre Granitos rapakivis de El Parguaza**	Sedimentación molasoide, post-orogénica o anorogénica como los granitos rapakivis, continental-borde continental pasivo.
1.600-1.400	**Disrupción Supercontinente Atlántica o Columbia y emplazamiento Asociación Anorogénica AMCG:** anortositas, mangueritas, charnockitas, GRANITOS RAPAKIVIS DE PARGUAZA, GRANITO DE GUANIAMITO, GRANITO DE PUENTE PALO, SIENITA EL TOCO, y facies equivalentes.	Formación de largos y amplios rifts,sobre una zona de subducción o. "underplating", que permitieron el emplazamiento de material del manto diferenciado que mezclado con material costral dio origen el evento Rapakivi de carácter mundial. Algunos granitos, como Guaniamito y sienitas como El Toco desarrollan gneises por efectos de la Falla Cabruta.
1.770-1.650	**Asociación Avanavero:"metabasitas"** intrusivas en rocas de Cuchivero pero no en granitos de El Parguaza	Fracturas de distensión, llegando algunas anchas como Qbda Grande e incluso más anchas como el rift Cabruta-Ventuari.
1.930-1.790	**Granitos Arco Magmático Cuchivero** (granitos S. Rosalía, San Pedro)	Idem
1.980-1.930	Comienzo magmatismo **Arco Magmático Cuchivero** con volcánicas y piroclásticas F.Caicara	Arco magmatico de borde continental activo, foliado N-NW
2.100-1.950	**Orogénsis Transamazónica: formación del Supercontinente Atlántica/Columbia**	**SUTURAS GURI Y KANUKU:** cierre de oceános Pastora, Barama-Mazzaruni, etc. Colisión de CRV Pastora-Botanamo, etc. contra C. de Imataca

Entre sus paragénesis se distinguen: **eclogitas biminerálicas, eclogitas con rutilo, eclogitas con magnetia-ilmenita, eclogitas con corindón, eclogitas con cianita, eclogitas con coesita, eclogitas con coesita-sanidino, que ocurren a 1.200° C y 55-60 Kbs de presión.** Valores por encima del promedio para este tipo de roca en Ni, Cr, Co, Th, Nb, Ta Sr y LREE, pero más bajos valores en P, Y y Zr son encontradas en las kimberlitas de Guaniamo Las relaciones Zr/Hf (29-409) y U/Th (0.22 a 0.56) son altas.

Los diamantes, pequeños, en su mayoría < 0.5 c, son abundantes en estas kimberlitas de Guaniamo, aunque se han encontrado diamantes de 40 y hasta 60 carates (Dardenne y Schobbenhu, 2.000). El tenor promedio es 150 quilates/100 t. Sus diamantes son primordialmente dodecaédricos, incoloros a ahumados, grises a grises verdosos (10%-20%) de luminiscencia azúl, con impurezas, l a B tipo nitrógeno (de más altas temperaturas que los diamantes rusos). Lo más importante de estos diamantes es que son isotópicamente ligeros, mostrando S13 C < 10%, cristalizaron a 1.200-1.300°C hacia la base de la litòsfera (150-200 Km en profundidad). En conclusión los diamante de Guaniamo se derivan de **kimberlitas eclogiticas** y no de **kimberlitas peridotiticas o del manto màs profundas**. Asi de 40 granates estudiados, unos 36 son eclogiticos y solo 4 del manto, es decir que los diamantes de Guaniamo son 90% E y 10% P. En Orapa los diamantes son 85% tipo E y 15% tipo P, mientras que en Wesselton los diamantes son 98% tipo P y solo 2% tipo E. En general las kimberlitas con altos contenidos de diamantes tipo E producen depósitos de más altos tenores, aunque de pequeños tamaños, que las kimberlitas con predominio de diamantes tipo P. Los tenores para los tipo P oscilan entre 0.5 a 650 ct/100 t y los tipo E varian entre 17 hasta 37.000 ct/100 t. En Orapa, donde la pipa kimberlitica estuvo completa (**Figuras 63 y 64 A**), en su facies más superior o cráter dio 132 ct/100 t, luego en la facies diatrema comenzó en 64 ct/100 t y hoy está, 15 años más tarde, en 32 ct/100 t y aún deberá bajar más a la facies final hipabisal de diques y sills. Es muy temprano para concluir sobre el potencial de los diamantes de Guaniamo, pero en base al conocimiento accesible, se podría pensar que parecen ser llevados por kimberlitas eclogiticas con diamantes 90% E, 10%P, es decir de altos tenores y calidades variables.El presenta autor postula desde ya que **Carùn** debe constituir otro centro kimberlitico similar a Guaniamo, intrusivo en la Provincia Cuchivero en la Cuenca del Alto Paragua., mientras que las kimberlitas de Guaniamo son intrusivas en Cuchivero y en granitos/sienitas de edad Granito del Parguaza.

Potenciales depósitos de Estaño, Columbita-Tanatalita y minerales asociados.

Aluviones, eluviones y pegmatitas intrusivas en el granito rapakivi de El Parguaza, en la zona de Agua Mena, entre Los Pijiguaos y Puerto Ayacucho, a lo largo de zonas de cizallas y fallas N-NW (Pérez y otros, 1.985) contienen Sn y fragmentos de columbita-tantalita. El granito rapakivi de Surucucú fue explotado por Valle do Rio Doce y presenta un potencial de 20.000 t de Sn (Schobbenhaus y Dardenne, 2.000). No se han detectado ni alteración hidrotermal ni greisenización de granitos en el Caño Aguamena. Las pegmatitas y vetas contienen minerales como casiterita, struverita o rutilo rico en tantalio, tantalita-columbita, ixiolita o tantalita stannifera. No hay reservas estimadas en Aguamena, pero las concentraciones en 11-13 kilogramos de minerales pesados contienen 0.01 a 0.77 % de estaño, 0.01 a 0.13% niobio, 1.8 a 29 % titanio y 0.5 a 11.1% de zirconio (Pérez y otros, 1.985). En el Alto Paragua, Sidder y

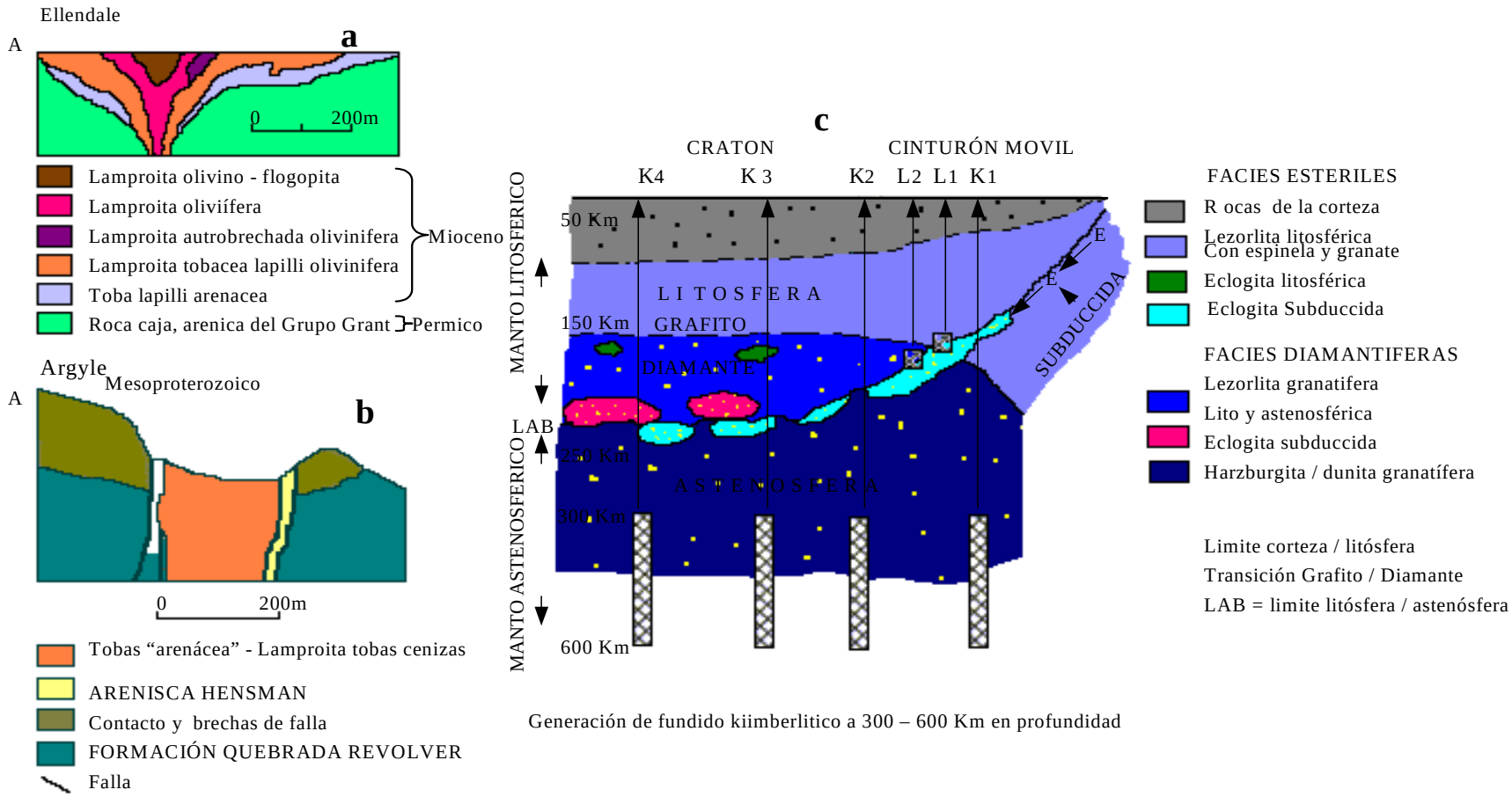


Figura 64 A: a) Sección en forma de copa champan Lamproita Ellendale, b) dique Lamproita de Argyle, c) fuentes magmáticas y la relación de tales magmas como vehículos de transporte de diamantes y el ambiente geodinámico de placas, modificado de Mitchell (1.991)

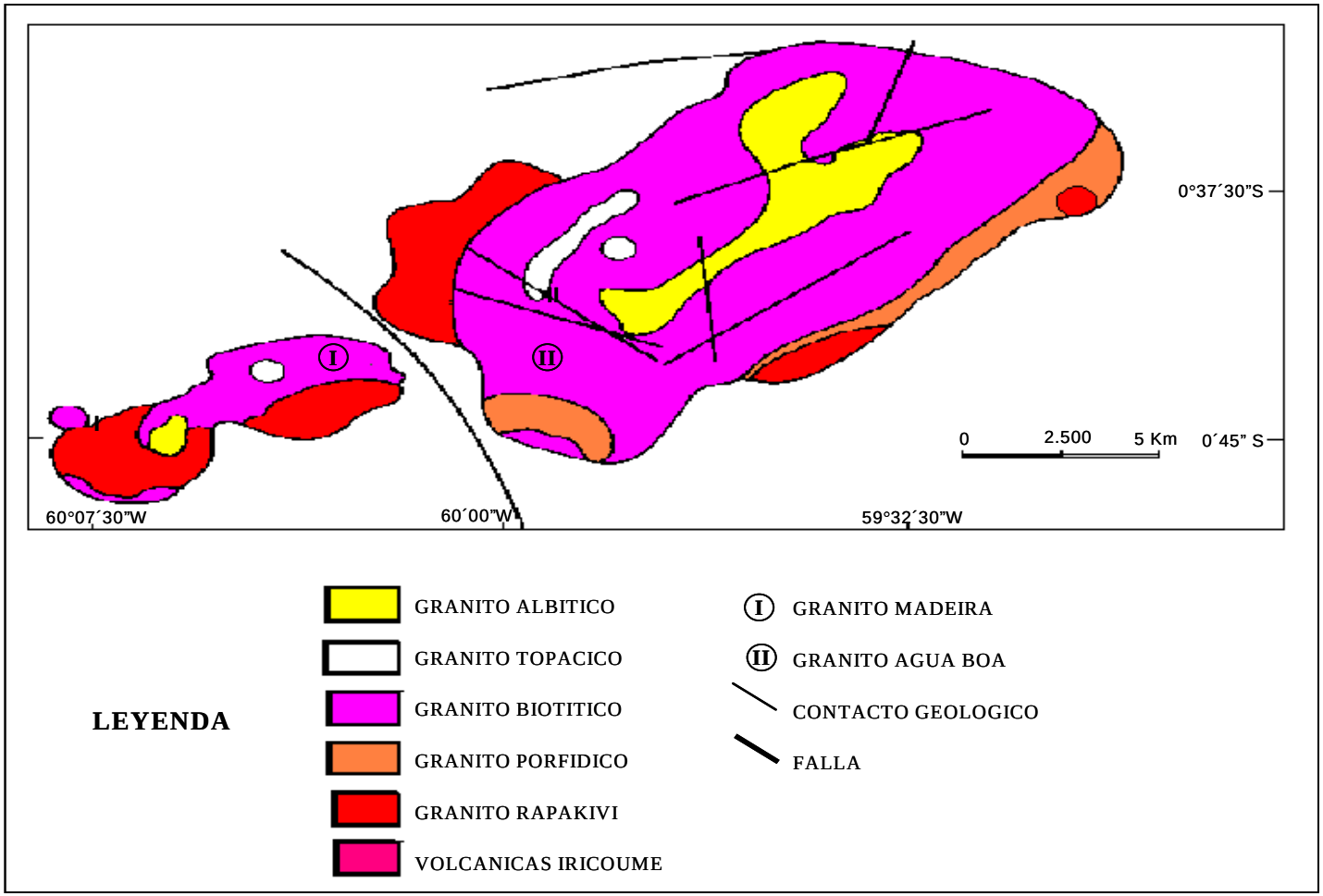


FIG FIGURA N 65 **EOLÓGICO DE LA MINA DE ESTAÑO DE PITINGA, BRASIL**
(tomado de Lenharo, 1.998)

Kilogramos de minerales pesados contienen 0.01 a 0.77% de estaño, 0.01 a 0.13% niobio, 1.8 a 29% titanio y 0.5 a 11.1% zirconio (Pérez y otros, 1.985). En el Alto Paragua Sidder y otros (1.991) reportaron casiterita en riolitas muy silicificadas de la Formación Caicara del Grupo Cuchivero. La casiterita va acompañada de barita, apatito, pirita cuprífera, en granos diseminadas de tobas riolíticas. Rocas graníticas y volcánicas rioliticas del Grupó Uatumá, como Mapuera y Maloquinha de Brasil que se correlacionan con rocas del Grupo Cuchivero, contienen también estaño. Intrusiones graníticas porfiriticas en rocas volcánicas de la Formación Caicara en la zona de Cuchivero-Ventuari tienen moderado potencial de depósitos y vetas de cuarzo con molibdeno, como se observa cerca de Kakuri. En el NE de Brasil se observa molibdenita diseminada en granitos biotiticos en pequeñas vetas de cuarzo en contactos fallados entre granitos y rocas volcánicas de la Formación Surumú, similar a lo referido en Kakurí del Rio Ventuari en la Amazonas Venezolana. Los depósitos de estaño de **Pitinga (Figura 65),** al **norte de Manaus, Brasil**, contienen además REEs, Zr, Ta, Y y criolita (Na3AlF6) asociado con los granitos anarogénicos, intraplacas, de Agua Boa y Madeira. Alli se reconocen dos tipos de mineralización: 1) asociados a greisen del Granito de Agua Boa, y 2) asociado con granitos especializados o evolucionados ricos en albita del macizo de Madeira. El **Granito de Agua Boa** contiene tres facies (rapakivi, biotitico y rico en potasio) y la mineralización por estaño se relaciona con procesos hidrotermales post-magmáticos en la forma de vetas, vetillas y stockworks de greisens cuarzo-micáceos-topácicos conteniendo casiterita, minerales opacos y turmalinas que rellenan fracturas N 50° O. Los minerales asociados son allanita, minerales opacos, circón, fluorita, siderita, berilio y sulfuros (esfalerita, pirita, calcopirita). El **Granito Madeira** tambien muestra tres facies (granito rapakivi, granito biotitico y granito albitico). Es un granito albitico tipo A, peralcalino (A/CNK= 0.836), con 6.3 peso % de Na_20, 6.3 peso % de F y con alta relación $Fe_20_3/Fe0$ (=2.893), perteneciendo a la serie magnetita, también muy ricas o potenciales de pórfidos de Cu-Au. La mineralización, tipo diseminada, de Sn ocurre en el granito albitico que contiene 0.176% de Sn, 0.223% de Nb_20_5, 0.028% de Ta_20_5 ,0.03% de U_30_8, 0.80% $Zr0_2$ que se traduce en los minerales reportados (casiterita, circón, columbita-tantalita, pirocloro, xenotima y criolita). La criolita a 150 m de profundidad aparece como dos vetas o cuerpos masivos en el núcleo del granito albitico. La producción del año 1.997 fue de 11.693 t de Sn a partir de 21.700 t de concentrados de casiterita con 53.86% de Sn. Las perspectivas de explotación para los próximos 15 años son de 13.000 t de casiterita al año y adicionalmente unas 800 t de columbita con 35% Nb_20_5 y 3.5% de $Ta0_2$.

Complejo Alcalino de La Churuata

El complejo de diques o estructuras anulares de La Churuata en el Estado Amazonas, intrusionaron rocas del Grupo Roraima, yacente sobre granitos tipo Granito Rapakivi de El Parguaza y se componen de sienita cuarcíferas, sienitas, sienitas nefelínicas y granitos aplitico-alaskiticos con edades de **1.318 ± 41 Ma** (granito) a **1.274 ± 34 Ma** (sienita) por Rb-Sr en roca total. Sidder y Mendoza (1.995) reinterpretaron esa edad como de re-equilibrio o recristalización y bien pudiera ser relacionada al GRP reequilibrado durante la Orogénesis Nickeriana (1.200±200 Ma). De hecho Mendoza (1.974) reportó cuarzo-sienitas en análisis modales del GRP del área de Los Pijiguaos y alli también los granitos rapakivis son altos en U (1-10 ppm), pero mucho menores al contenido en las rocas del **Complejo de la Churuata** con 1-165 ppm de U, 8-560 ppm de Th, y cantidades anómalas de Sn, La, Y, As, Pb, Zn, W, Zr, Ti, Rb, Nb (Soares, 1.985).

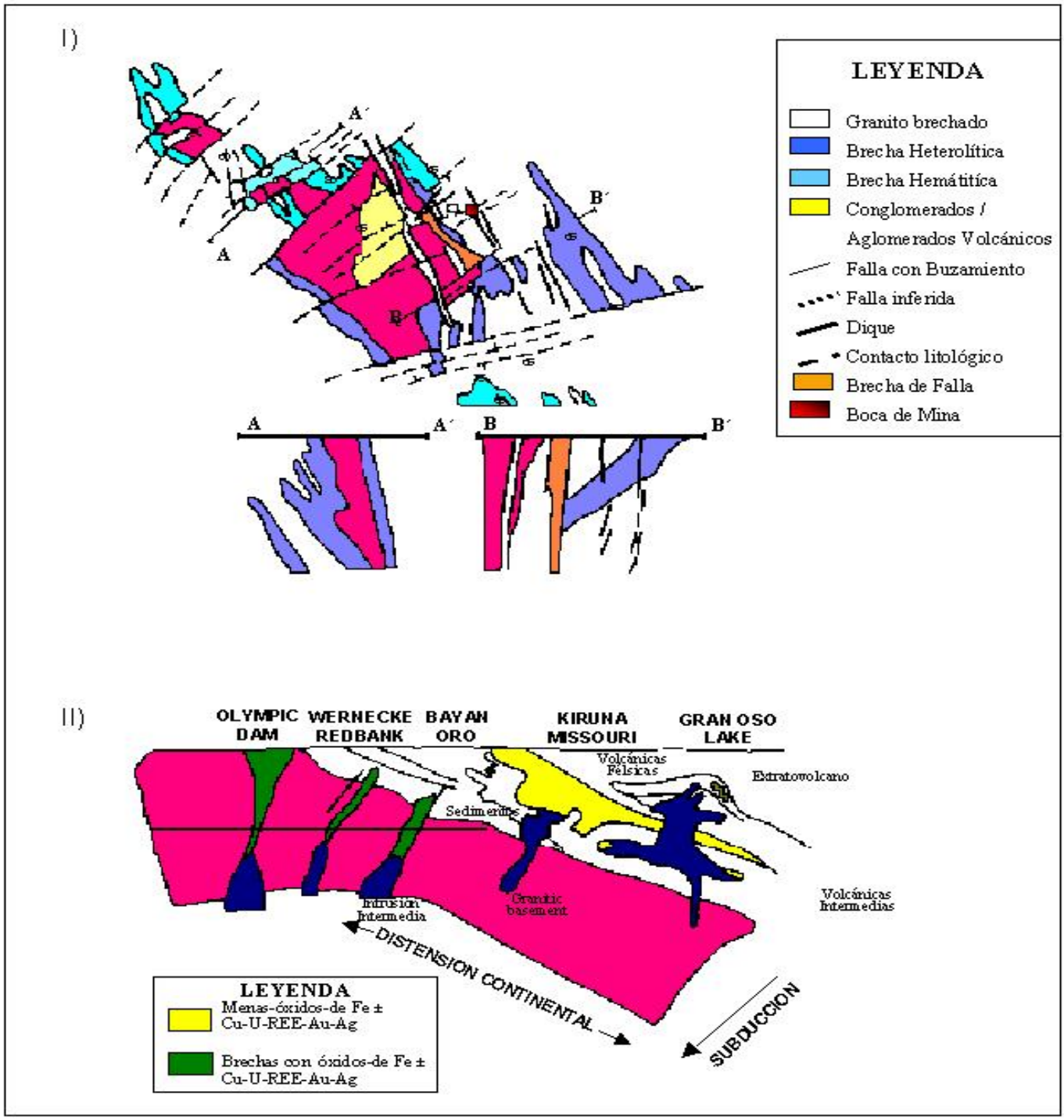


FIGURA N66 . MODELO GENERALIZADO DE LOS AMBIENTES GEOTECTÓNICOS DE LOS DEPOSITOS TIPO OLYMPIC DAM DE AUSTRALIA, RICOS EN Fe, P, REE, Cu-Au (tomado de Oreskes y Einaudi, 1990).

Depósitos potenciales de Cu, Fe, U, REEs, Au, Ag tipo Olympic Dam, Australia

Areas de alto magnetismo coicidente con alta radioactividad, registrada en prospección aérea contratada por Codesur, sobre la zona fallada (cruce de fallas N70E con N30W) ocupada por el Granito Rapakivi de El Parguaza, como la anomalía triple localizada en 5° 10`de Latitud Norte y 64° 20' de Longitud Oeste , es una área de primera prioridad o "target"para prospectar y localizar depósitos tipo Olympic Dam de Australia y San Francisco Mountains de Missouri, USA (Sidder y Mendoza, 1.995**).**

Adicionalmente, Rodríguez (1.987) reportó una nueva provincia rica en aluviones con platino en el **Río Guapuchí**, en zonas del GRP a unos 30 Kms al Este de la zona doble anómala referida como prospectable para depósitos tipo Olympic Dam. Recordemos que los GRP se derivan en gran parte de material del manto con gran diferenciación, emplazados en rifts continentales, es decir favorables para dejar residuos noriticos a piroxeniticos, anarogénicos, normalmente ricos en platinoides, o de Cu-Ni ± Pt.

Por otra parte magmas alcalinos y kimberlitas suelen estar asociados a plumas de calor en Sur Africa. Una importante pluma de calor debió localizarse entre 1.6-1.3 Ga cubriendo un area circular de no menos de 100 Km de diámentro, situándose su parte central desde aproximadamente la zona anómala indicada por los estudios de Aeroservies hasta la parte media del Rio Guapuchí

Este tipo de depósito mineral se relaciona a rift continental y ambiente de margen continental con episodios de magmatismo alcalino de edad Mesoproterozoico (1.6-1.3 Ga)|. Los factores comunes a todos estos depósitos son enriquecimiento en Fe, P, F y metasomatismo alcalino. El sistema hidrotermal se origina a poca profundiad (4-6 Km) y los volátiles de magmas alcalinos se relacionan con el rifting de supercontinentes.

El DOD representa una triple anomalía: magnética, gravimétrica y tectónica. La parte más importante del depósito tiene 1 Km de ancho por 5 Km de largo y se encuentra protegido de la erosión por una cobertura de más de 300 m de espesor de sedimentos de edad paleozoica.

El cuerpo principal rico en Cu-Au-U se formó a partir de fluidos salinos subterráneos (origen evaporitico ¿). Esa agua subterránea introdujo Cu-Au-U-S en el complejo brechado y se mezcló con fluídos más calientes (400º C) que portaban altos contenidos de Fe, F, Ba y $C0_2$. Según Pirajno (2000) el magmatismo anarogénico que es responsable para este tipo de depósitos está relacionado a rifting continental promovido por la acción de **plumas de calor** que ascendieron por lo menos hasta la base de la litosfera.

El rift Parguaza, que posiblemente se continua en Norte America y Canadá, al menos en el Cratón Amazónico tuvo más de 4.000 km de largo por más de 1000 Km de ancho

El DOD tiene 2.000 Mt con 1.6% Cu, 0.06% U308, 0.6 g/t Au, 3.5 g/t Ag y 800 Mt de menas hematiticas. La roca caja es una brecha granítica hematitica con una matriz de grano fino compuesta de hematita-cuarzo-sericita. La mineralizaciòn màs importante esta asociada a la brecha heterolítica con bornita que grada a la brecha granítica con pirita y calcopirita. La brecha hematitica carece de sulfuros. Sin embargo, uraninita, asociada a sulfuros de Cu y Fe, aparece bien distribuida a lo largo y ancho de todo el depòsito. Con la uraninita aparecen relacionados bajas concentraciones de oro y de plata. Los elementos REEs se concentran en monacita

Estos depósitos se formaron aparentemente en el **Granito Rapakivi** de **Roxby Downs,** anarogénico, de 1.588 Ma por U-Pb en circones, pero la actividad hidrotermal se desarrolló hacia 1.490 Ma por nuevas y màs jóvenes intrusiones anarogènicas, màs evolucionadas y ricas en fases finales hidrotermales.

Depósitos de bauxitas y caolines

Por procesos de lixiviación a partir del Granito Rapakivi de El Parguaza en climas tropicales lluviosos, en el planalto o “plateau” de El Parguaza, al nivel de planación de Imataca, Nuria, Cerro Bolívar, etc. (600-700 m.s.n.m.) se produjo en **Nivel Pijiguaos** un desarrollo de lateritas aluminicas **(Figura 67)**, cuyo perfil de unos 5 a 10 m de espesor (7,6 m promedio para las menas) muestra de tope a base (**Figura 68)** 4 categorías: costras (muy alta alúmina, >50% Al_20_3 y bajas en $Si0_2$) con 1-3 m de espesor, seguido de bauxitas pisoliticas o pseudopisoliticas (alta alumina >47% Al_20_3, moderada sílice 5-10%) con 1 a 4 m de espesor, a veces una duricostra intercalada delgada y bauxita terrosa (con baja alumina, 44% a 47% de Al_20_3 y alta sílice 10%-20%) y finalmente el piso del depósito con bauxita caolinitica de 1 a 3 m de espesor con alta sílice (> 22%) y baja alúmina (<44% Al_20_3).

Las reservas de lateritas alúminicas o lateritas bauxiticas (> 44% Al_20_3) de Los Pijiguaos en el estudio de factibilidad eran cercanas a los 200 Mt. Programas exploratorios y de evaluación de reservas han aumentado las mismas por encima de los 300 Mt. Reciente Meyer (2002) sitúa tales reservan en más de 540 Mt. Al sur se localizan los potenciales depósitos de Chivapure, Villacoa y Cataniapo.

Meyer (2002) estima que toda el área de lateritas bauxiticas deben aportar unos 6.000 o más millones de toneladas (muy superior a la indicada por Yanez, 1995 de 1.000 Mt o Mendoza, 1992, 2000, de 4.000 Mt), por lo cual esta sería una de las provincias con lateritas bauxiticas más importante a nivel mundial, similar a las ricas provincias de Australia, Guinea y otros.

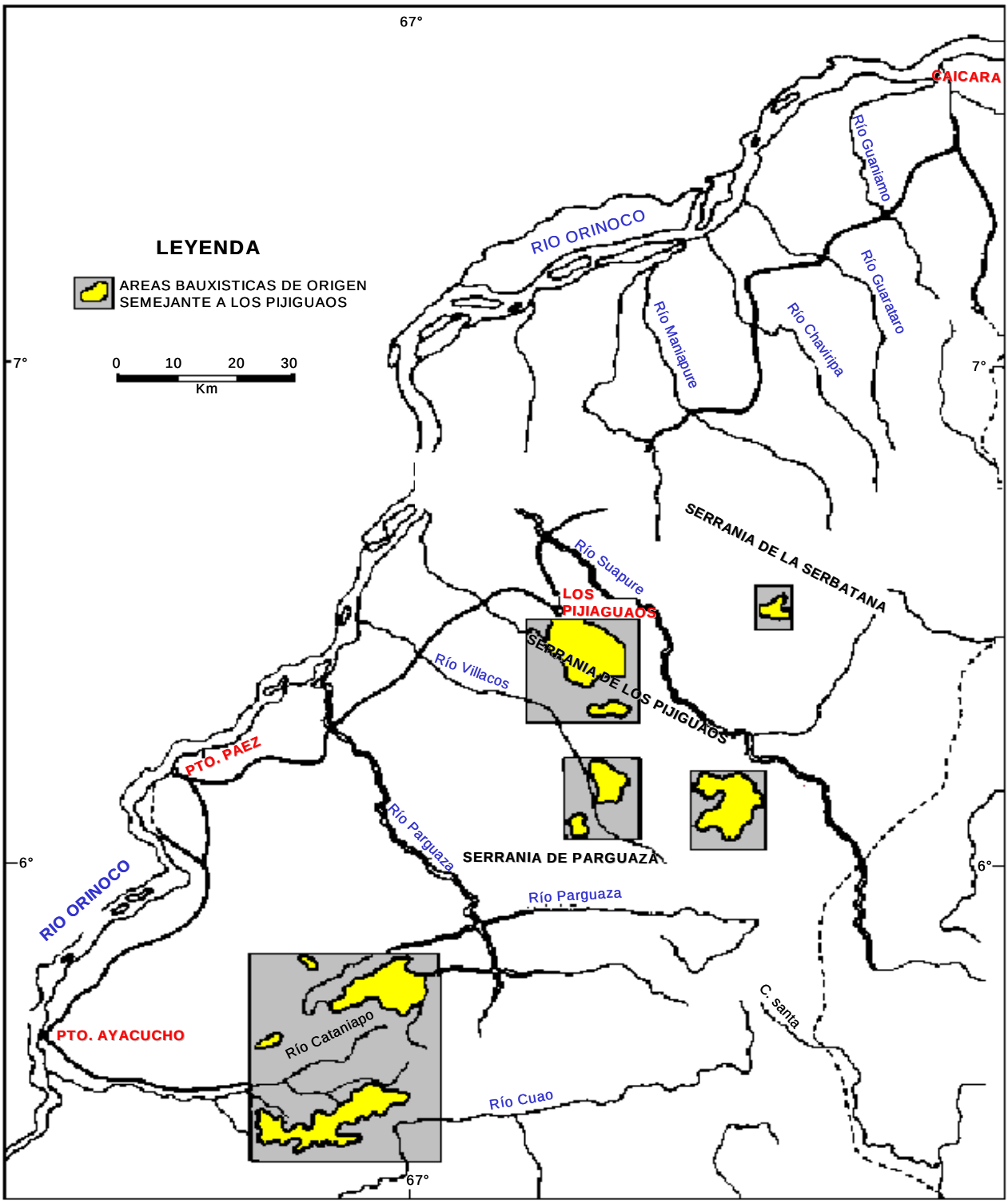


Figura 47. **MAPA DE LOCALIZACION DE BAUXITAS DE LOS PIJIGUAOS Y OTRAS AREAS BAUXITICAS** (tomado de Yánez, 1.995).

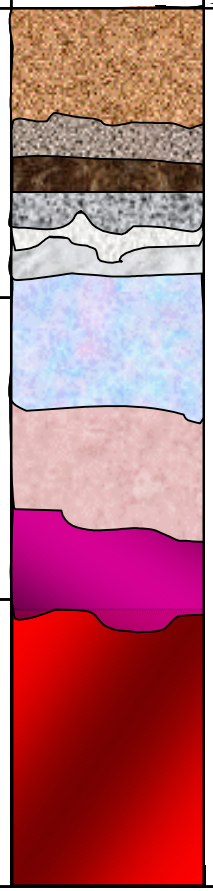
ZONAS	SUBZONAS (ESPESOR)	CAPA (ESPESOR)	PROF. (m)	PERFIL	DESCRIPCION
ZONA DE ACUMULACION	SUELO (0-0,3) LATERITA (2-12m)	ALUVIAL LATERITA BAUXITICA (MENA PRINCIPAL DE ESPESOR PROMEDIO 7,6 m) CAPA DURA (0-5,5 M) CAPA RICA EN MAT. ARCILLOSO (0 0,8)	0 1 2 3 4 5 6 7		Suelo con Guijarros de Laterita. Costra dura rica en Alúmina y baja en Cuarzo y Sílice reactivo. Bauxita Pseudopisolitica, rica en Cuarzo diseminado, con capas duras ocasionales ricas en Gibsita y capa suave de Caolinita en la parte inferior.
ZONA DE LAVADO	SAPROLITO	CAPA MOTEADA SAPROLITA	8 12 14		Material Arcilloso rico en Cuarzo (“Tigrito”) Granito Meterorizado rico en Cuarzo y Caolinita
	ROCA SAPROLITICA	PROTO SAPROLITICO	16		Granito Meteorizado y Fracturado
ZONA DE ROCA	ROCA FRESCA	“ROCA MADRE”	17 20		Granito Fresco.

Figura N 68: Perfil de lateritas bauxiticas de Los Pijiguaos

(Tomado de Nariño , 1998)

TABLA 24. RESERVAS MUNDIALES DE BAUXITAS
(MILES TONELADAS METRICAS, U.S.BUR.MINES
MIN.COMMODITIES,SUM 1.996)

CONTINENTES Y PAISES	RESERVAS MT.	RESERVAS BASE MT.
América del Norte	20.000	40.000
Estados Unidos	20.000	40.000
América Centro - Sur	6.288.000	6.805.000
Brasil	2.800.000	2.900.000
Guyana	700.000	900.000
Haiti	10.000	15.000
Jamaica	2.000.000	2.000.000
República Dominicana	30.000	45.000
Surinam	580.000	600.000
Venezuela	168.000	345.000
Europa	1.662.000	1.752.000
Alemania	52.000	52.000
Ex Unión Soviética	300.000	300.000
España	5.000	5.000
Francia	30.000	40.000
Grecia	600.000	650.000
Hungría	300.000	300.000
Italia	5.000	5.000
Ex Yugoslavia	350.000	400.000
Africa	6.874.000	7.424.000
Camerún	800.000	800.000
Ghana	50.000	560.000
Guinea	5.900.000	5.900.000
Mozambique	2.000	2.000
Sierra Leona	140.000	160.000
Zimbabwe	2.000	2.000
Asia	2.960.000	2.090.000
China	150.000	30.000
India	1.000.000	1.200.000
Indonesia	750.000	805.000
Malasia	15.000	20.000
Pakistán	20.000	15.000
Turquía	25.000	20.000
Oceanía	6.600.000	7.900.000
Australia	5.600.000	7.900.000
Otros	211.000	354.000
TOTAL	**44.795.000**	**62.365.000**

ROCAS GRANÍTICAS DEL ESTADO AMAZONAS

En el Estado Amazonas afloran en orden de mayor a menor tectonodeformación y metamorfismo, los siguientes conjuntos de rocas:

1) Gneises y Migmatitas tipo Minicia, Macabana, Maroa, etc

2) Metasedimentos de medio grado metamórfico del Siapa.

3) Rocas graníticas y relacionadas, foliadas y levemente metamorfizadas: granitos > volcánicas ácidas > andesitas > basaltos.

4) Metasedimentos pre-Roraima tipo formaciones Unturán, La Esmeralada, etc

5) Granitos anorogénicos, postectónicos tipo Atabapo, Inirida, San Carlos, Cucuy, Parima, etc.

6) Complejos alcalinos y relacionados tales como La Churuata.

7) Sedimentos grupos pre-Roraima y Roraima.

8) Carbonatitas de Seis Lagos y equivalentes del lado venezolano y kimberlitas(¿)

Las edades disminuyen del NE hacia el SSO y , por el contrario, el metamorfismo aumenta en esa dirección. Las rocas volcánicas y plutónicas graníticas similares a las de las Volcánicas de Caicara y granitos del tipo Asociación Cuchivero, pero ahora de las cuencas de los ríos Asita y Parucito, es decir con poco o nada de metamorfismo, presentan una edad de Cuchivero, o sea 1.860-1.730 Ma (Gaudette y Olsewsky, 1.985) mientras que los gneises tonaliticos de Minicia y Macabana entre Atabapo y Santa Bárbara, idénticos a los gneises del Complejo de Supamo y Bártica y considerados como el núcleo Pakaraima de edad Paleoproterozoico e incluso Neoarqueozoico, aquí solo dieron edades en Rb/Sr de 1.78 a 1.82 Ga (Barrios y otros, 1.985, **Tabla 25 a)**

Sin embargo Tassinari y Macambira (1.999) incluyen a los gneises de Minicia y Macabana en la Provincia Ventuari-Tapajos y reportan una edad U/Pb en circones de 1.85 Ga y 1.83 Ga e incluyen incluso a los granitos rapakivis de El Parguaza y Surucucú, anorogénicos, con edades U/Pb en circones de 1.54 Ga, en esta Provincia Ventuari-Tapajós. En general el **dominio Ventuari** presenta rocas graníticas **màs antiguas que las del dominio Casiquiare** (Barrios y otros, 1.985). Edades del NW del Brasil y del E de Colombia demuestran buena correspondencia con edades de fuerte metamorfismo y magmatismo de la Provincia Casiquiare en el Amazonas Venezolano. Tassinari (1.984) determinò edades Rb/Sr y U/Pb en rocas graníticas, gneisicas y migmatiticas tonaliticas del cinturón Rìo Negro-Juruena, que trunca al cinturón Maroni-Itacaiunas y al dominio Ventuari en un nuevo arco magmàtico, con nueva corteza añadida del manto, entre 1.75 Ga y 1.60 Ga (Sr87/Sr86 i= 0.7030).

Tabla N 25a) EDADES DE ROCAS GRANÍTICAS DEL ESTADO AMAZONAS (tomado de Barrios y otros, 1.985)

Unidades Litològicas	Edad Ma	Método	(Sr87/Sr86)i
Granito Rapakivi Parguaza, Los Pijiguaos	**1.531±39**	**Rb/Sr**	**0.0074**
Granito Rapakivi Parguaza, Bebederos	**1.545±20**	**U/Pb**	
Granito Rapakivi Parguaza, San Pedro	**1.372±10**	**Rb/Sr**	**0.7114**
Granito RapakiviParguaza, Pto. Ayacucho	**1.386±28**	**Rb/Sr**	**0.7054**
GranitoMarieta,Granodiorita.Sipapo, Riodacita.Guayapo	**1.340±10**	**Rb/Sr**	**0.7139**
Granito Atabapo	**1.669±47**	**Rb/Sr**	**0.7066**
Gneises del R Ventuari y Amazonas Norte	**1.826±34**	**Rb/Sr**	**0.7027**
Granitos intrusivos en los gneises	**1.805±27**	**Rb/Sr**	**0.7024**
Gneises y Migmatitas de Minicia y Macab	**1.823±23**	**U/Pb**	
Migmatitas del Rio Atabapo	**1.782±72**	**Rb/Sr**	**0.7041**
Granitoides del Río Casiquiare	**1-650±83**	**Rb/Sr**	**0.7068**
Granitos intrusivos SanAntonio-Tamatam	**1.730±133**	**Rb/Sr**	**0.6999**
Granitos intrusivos San Antonio-Tamatama	**1.520± 25**	**Rb/Sr**	**0.7050**

Tabla N 25b ANÁLISIS QUÍMICO ROCA TOTAL (peso %) DE ROCAS DE LA PROVINCIA AYACUCHO (tomado de Barrios, 1.985)

	Pu 1	Pu 2	Pu 3	Pu 4	Pu 7	Pu 9	Pu10	Pu11	Pu12	Pu 14	Pu 26
Sio2	75.07	71.36	73.00	71.72	76.80	65.26	72.19	72.46	72.28	71.04	66.63
Al203	12.86	13.39	12.75	13.87	12.21	16.74	13.82	13.40	13.75	14.77	15.39
Fe203	0.53	0.89	0.28	0.63	0.21	2.79	0.67	0.74	0.77	1.35	1.53
Fe0	0.98	1.94	1.11	1.79	0.74	0.92	1.18	1.60	1.48	1.10	1.83
Ti02	0.16	0.30	0.16	0.33	0.13	0.39	0.33	0.32	0.29	0.29	0.33
Ca0	1.10	2.10	1.32	2.29	0.35	2.25	1.67	1.67	1.60	1.74	3.79
Mg0	0.23	0.73	0.26	0.56	0.14	0.37	0.43	0.48	0.44	0.43	1.50
Mn0	0.06	0.10	0.04	0.07	0.02	0.06	0.08	0.09	0.08	0.07	0.09
Na20	3.39	3.40	3.33	3.37	3.04	5.78	3.76	3.76	4.02	3.87	3.69
K20	5.06	4.83	3.24	4.82	5.47	4.42	4.97	4.79	4.82	4.96	4.09
P.R.	0.56	0.96	0.52	0.55	0.62	1.01	0.58	0.26	0.47	0.58	1.13
Totales	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00

Tabla N25 c) ANÁLISIS QUÍMICO ROCA TOTAL (peso %) DE ROCAS DE LA PROVINCIA CASIQUIARE(tomado de Barrios, 1.985)

	BA 1	BA 4	BA7	BA 8	BA 9	BA10	BA11	BA12	BA14	BA15	BA16
Si02	70.07	69.66	67.74	71.45	75.90	76.20	70.67	69.85	72.29	70.49	70.60
Al203	15.65	13.90	15.41	13.19	12.36	12.40	15.21	14.33	13.97	13.65	13.75
Fe203	0.97	1.15	0.86	1.10	0.26	0.01	0.89	0.94	0.29	1.09	0.86
Fe0	1.69	1.06	2.51	2.50	0.86	0.96	0.31	2.52	2.08	2.56	2.33
Ti02	0.40	0.48	0.52	0.40	0.17	0.14	0.17	0.42	0.32	0.45	0.41
Ca0	2.60	2.86	2.90	2.45	0.90	0.43	1.14	2.90	2.37	2.71	2.73
Mg0	0.76	1.13	1.57	0.93	0.16	0.13	0.12	0.92	0.61	0.93	1.04
Mn0	0.05	0.01	0.06	0.07	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07
Na20	3.18	2.78	3.26	2.47	3.77	3.33	5.01	3.09	2.85	2.91	3.26
K20	5.07	4.61	4.69	4.73	5.27	5.28	5.87	4.55	4.70	4.63	4.36
P.R.	0.58	0.29	0.48	0.62	0.71	0.58	0.33	0.62	0.47	0.71	0.59
Totales	**100.02**	**100.00**	**100.00**	**100.00**	**100.00**	**100.00**	**100.00**	**100.00**	**100.00**	**100.00**	**100.00**

Màs al Oeste, en Colombia, Kroonemberg (1.982) distinguiò dos grandes cinturones de alto grado metamorfico:1) el **Complejo de Mitù**, que cubre gran parte de la Amazonìa Colombiana y que se compone de tres unidades litometamòrficas (**Gneises del Atabapo-Rio Negro, Gneises de Aracuari y Granitos Migmatiticos),** de edades que van desde 1.780 Ma a 1.450 Ma., pero que localmente el **Granito de Mitù**, **Granito de Vaupès**, etc., anarogènicos, pero sin textura rapakivi, son intrusivos en esta secuencia y dieron una buena isocrona por Rb/Sr roca total de 1.575 ± 50 Ma, es decir Parguazensis, con Sr87/Sr86 i de 0.7030, casi idéntico al Granito Rapakivi de El Parguaza.

En los rìos Atabapo y Negro abundan los gneises blastoporfiriticos biotiticos-cuarzo-plagioclàsicos, migmatitas y gneises fèlsicos y màficos (anfibolìticos) y gneises muy cizallados blastomiloniticos. En el Rìo Vaupès se observan gneises peliticos con sillimanita y granate, no localizados en la Amazonìa Venezolana. Esas rocas fueron metamorfizadas al nivel de la primera isògrada sillimanita + muscovita de la Facies Anfibolita. 2) **Cinturón Granulitico Garzón-Santa Marta.**

El Macizo de Garzón forma el núcleo de la Cordillera Oriental y Centro Oriental de los Andes Colombianos cubriendo unos 10.000 Km2 y en él afloran charnockitas enderbergiticas (granulitas de dos piroxenos con hornblenda y biotita), granulitas máficas con ortopiroxeno y periclasitas (ortopiroxeno + labradorita), gneises granatíferos-sillimaniticos, gneises migmatiticos, mármoles, gneises calcosilicatados y granulitas ultramáficas intercaladas con granulitas de otros tipos. Estas últimas y la baja relación Sr87/Sr 86 i = 0.704 para rocas de edad por Rb/Sr roca total de 1.180 Ma implica crecimiento acrecional por materiales primarios más que reciclados. La **Sierra Nevada de Santa Marta es un bloque aislado, de forma triangular, posiblemente alóctono, que se compone de dos unidades: a) Granulitas de Los Mangos (**incluye granulitas ultramáficas, máficas, intermedias y graníticas) y **b) Gneises anortositicos con/sin granate, con/sin ilmenita-magnetita, con una edad por Rb/Sr, roca total de 1.273 ± 100 Ma.**

El Macizo de Santander, con el Gneis de Bucaramanga, incluye gneises, mármoles, migmatitas y anfibolitas, al nivel de sillimanita + muscovita de la Facies Anfibolita similar a la del **Complejo de Mitú**, pero con edades mucho más jóvenes, de 945 ± 40 Ma por K/Ar, de fines de la Orogenesis Orinoquense (equivalente a la de Grenville). Estas rocas deben dar edades màs antiguas por los métodos Rb-Sr, U-Pb o Sm/Nd, del orden de los 1.100-1.200 Ma

Esto sugiere la idea de una zona de subducción emigrando del Este hacia el Oeste y cada colision produciendo rocas de más alto grado metamórfico. La edad de la última colisión, la de Garzón, que parece ser la más intensa, es decir la de la colisión de dos grandes o gigantescos megabloques, el bloque Oeste Colombo - Brasilero con el bloque Este Venezolano-Guayanés-Africano, que no solo originó granulitas en la zona de choque sino que produjo a distancia una recristalización, reactivación de fallas y cruce de fallas y en general

Tabla N 26 a) ANÁLISIS QUÍMICO ROCA TOTAL (peso %) DE GRANITOS DE SANTA ROSALÍA, ATABAPO, MARIETA Y VENTUARI (tomado de Rivas, 1.985)

	GRANITO STA ROSALÍA-			GRANITO MARIETA –			GRANITO ATABAPO-			APLITA ATABAPO	
	5003	**5008**	**10014**	**R 13**	**R 14**	**R 15**	**R 9**	**R 11**	**54-71**	**R 8**	**R 10**
Si02	73.21	66.24	71.82	71.07	72.32	73.32	70.89	73.67	77.50	76.68	75.55
Al203	14.25	16.64	15.86	15.56	13.94	13.65	13.76	12.53	7.78	12.17	12.03
Fe203	0.12	1.53	0.30	1.40	0.79	0.57	0.72	1.01	6.03	0.57	0.37
Fe0	0.79	0.81	0.76	2.22	1.33	1.43	2.07	2.26	1.39	1.33	1.16
Ti02	0.32	0.55	0.67	0.01	0.01	0.01	0.14	0.63	0.66	0.01	0.14
Ca0	0.93	2.63	1.65	3.46	3.06	3.08	2.55	2.81	1.50	0.84	0.91
Mg0	0.02	0.08	0.33	0.87	0.37	0.32	0.97	0.74	0.48	0.08	0.01
Mn0	0.03	0.05	0.07	0.09	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05
Na20	3.98	4.11	3.48	3.55	3.86	3.34	2.50	3.05	0.60	3.51	3.80
K20	5.25	5.01	4.28	3.22	3.31	3.81	5.07	4.23	2.55	4.04	4.54
P.R.	0.54	0.81	0.78	ND	**ND**	**ND**	**ND**	**ND**	0.42	**ND**	**ND**
Total	**99.54**	**98.61**	**100.00**	**99.28**	**99.04**	**99.57**	**99.20**	**99.78**	**99.95**	**99.52**	**99.02**

Tabla 26 b)DETERMINACIONES RADIOMETRICAS DE ROCAS DE LA PROVINCIA PETROTECTONICA AYACUCHO(tomado de Rivas, 1.985)

TIPOS DE ROCAS	METODO	EDAD Ma	REFERENCIAS	LOCALIDAD
Granito Rapakivi de El Parguaza	**Rb/Sr**	**1.531±39**	**Gaudette y otros 1.977**	**LosPijiguaos**
Granito Rapakivi de El Parguaza	**Rb/Sr**	**1.372±10**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**San Pedro**
Granito de Atabapo	**Rb/Sr**	**2.000±20**	**Gaudette y otros, 1.977**	**S.Fdo. Atabapo**
Aplitas de Atabapo	**Rb/Sr**	**536**	**Gaudette y otros, 1.977**	**S.Fdo. Ataba po**
Aplitas de Atabapo	**Rb/Sr**	**1.696**	**Gaudette y otros, 1.977**	**S.Fdo. Atabapo**
Granito tipo Santa Rosalìa	**Rb/Sr**	**1.952±71**	**Gaudette y otros, 1.977**	**Sur Cataniapo**
Granito tipo Santa Rosalìa	**Rb/Sr**	**1.875±75**	**Hurley y otros, 1.973**	**Rìo Suapure**
Volcánicas tipo Formación Caicara	**Rb/Sr**	**1.730±50**	**Hurley y otros, 1.973**	**Bebederos**
Volcánicas tipo Formación Caicara	**Rb/Sr**	**1.848±35**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Rio Padamo**
Gneises graníticos tipo Supamo	**Rb/Sr**	**1.859±30**	**Gaudette y otros, 1.977**	**Bajo Ventuari**
Granito del Marieta	**Rb/Sr**	**1.314±13**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Rio Ventuari**
Granito Rapakivi del Parguaza	**Rb/Sr**	**1.364±35**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Caño Cupaven**

Tabla 26 c) DETERMINACIONES RADIOMETRICAS DE ROCAS DE LA PROVINCIA PETROTECTONICA CASIQUIARE, EQUIVALENTE DE LA PROVINCIA RIO NEGRO-JURUENA (tomado de Rivas, 1.985)

TIPOS DE ROCAS	METODOS	EDAD Ma	REFERENCIAS	LOCALIDAD
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiqu	**Rb/Sr**	**1.587**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Guarinuma**
Tonalitas " " "	**Rb/Sr**	**1.726**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Guarinuma**
Tonalitas " " "	**Rb/Sr**	**1.630**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Guarinuma**
Tonalita " " "	**Rb/Sr**	**1.702**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Chamuchima**
Migmatitas tipo Complejo Supamo	**U/Pb**	**1.859±30**	**Olsewski y otros,1.977**	**Minicia-Atabapo**
Cuarzo-Monzonita intrusiva	**K/Ar (biot)**	**1.363**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Chamuchima**
Gneises Complejo Atabapo-Casiquia	**Rb/Sr**	**1.923±122**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Rio Atabap**
Augen-gneise C.Atabapo-Casiquiare	**Rb/Sr**	**1.414±44**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Rìo Atabapo**
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiqu	**Rb/Sr**	**1.842±61**	**Barrios y Rivas, 1.978**	**Rio Casiquiare**

un nuevo recalentamiento de las rocas, una nueva puesta en marcha del reloj radiométrico ("resetting"), es de unos 1.200 Ma., es decir correlativa con la Orogenésis Grenville que también produjo granulitas y anortositas en el Escudo de Norte América y que en suma aglutinó un nuevo supercontinente (Rodinia). Ideas similares sobre el alto metamorfismo y el "resetting" han sido postuladas para el **Complejo de Mitú** durante el **evento Parguaza de 1.560-1.450 Ma** (Priem y otros, 1.982), estimando que tales rocas de Mitú eran de edad Granitos de Cuchivero de 1.850-1.950 Ma., lo cual tiene bastante sentido si consideramos que de regreso del Oeste hacia el Este tenemos los **gneises de Minicia y Macabana**, que eran idénticos a los tipo **Complejo de Supamo y Complejo de Bártica**, que no son menos **de 2.250 Ma.,** y que **por resetting**, quizás evento Cuchivero adicional el evento Parguaza **bajaron a 1.850 Ma y finalmente por el evento Nickerian bajaron a 1.750 Ma**, por recristalización del borde y parte del núcleo de los circones.

La historia al Sur, en **Siapa y Alto Orinoco** no es menos compleja, pero además muy poco conocida para postular fundamentadas sugerencias sobre su formación y evolución, aunque dado el reconocimiento de **remanentes de CRV**, metasedimentos peliticos y samiticos asociados con metamorfismo facies anfibolitas, granitos tonaliticos (TTG) y potásicos intrusivos, parecieran ser equivalentes a los CRV del tipo **Pastora-Botanamo,** pero más tectonizados por efectos de fallamiento y cizallamientos intensos predominantes en la dirección NE. CRV de **Parima-Cauarane** dan edades de **2.24 Ga.** (Gaudette y Olszeswski, 1.996)

Todos estos conjuntos de rocas fueron agrupados como **Rocas Proterozoicas** sin dividir o sin diferenciar por CVG Tecmin CA-USGS (Sidder y Mendoza, 1.995), aunque pudiesen hasta incluir rocas del Arqueozoico. A tales rocas, Barrios y otros (1.985) las separaron en dos dominios: el **Dominio Ventuari y el Dominio Casiquiare**. El Dominio Ventuari se extiende por la cuenca del río del mismo nombre, al norte y al este del Rio Orinoco en el Estado Amazonas y comprende rocas volcánicas y plutónicas similares a las de la Asociación Cuchivero, el Granito Rapakivi de El Parguaza o sus equivalentes, rocas sedimentarias del Grupo Roraima, algunas aisladas metasedimentarias, complejos alcalinos e intrusiones máficas.Topográficamente, el relieve del DV es algo irregular y alto y en algunos tepuis puede pasar de los 2.000 y aún 3.000 m.s.n.m.

El Dominio Casiquiare se localiza al sur del Río Orinoco (entre Atabapo y Santa Bárbara) en el Estado Amazonas y está formado por gneises graníticos, migmatitas, escasos afloramientos de rocas sedimentarias pre- Roraima. Rocas volcánicas tipo Volcánicas de Caicara y complejos alcalinos no están presentes en este DC. Las elevaciones topográficas rara vez alcanzan los 500 m.s.n.m.

Rocas similares a las del Dominio Casiquiare, en el SE de Colombia cercano al límite con Venezuela fueron denominados como **Complejo Migmatitico de Mitú** (Priem y otros, 1.982). Las rocas metamorfizadas del dominio Casiquiare presentan de débil a intensa foliación, gneisicas y migmatiticas con textura cataclástica. Los gneises graníticos varian en composición desde granitos a granodioritas, tonalitas y dioritas (típica asociación TTG como las rocas del Complejo de Supamo y Bártica). El metamorfismo alcanzado es FEV y

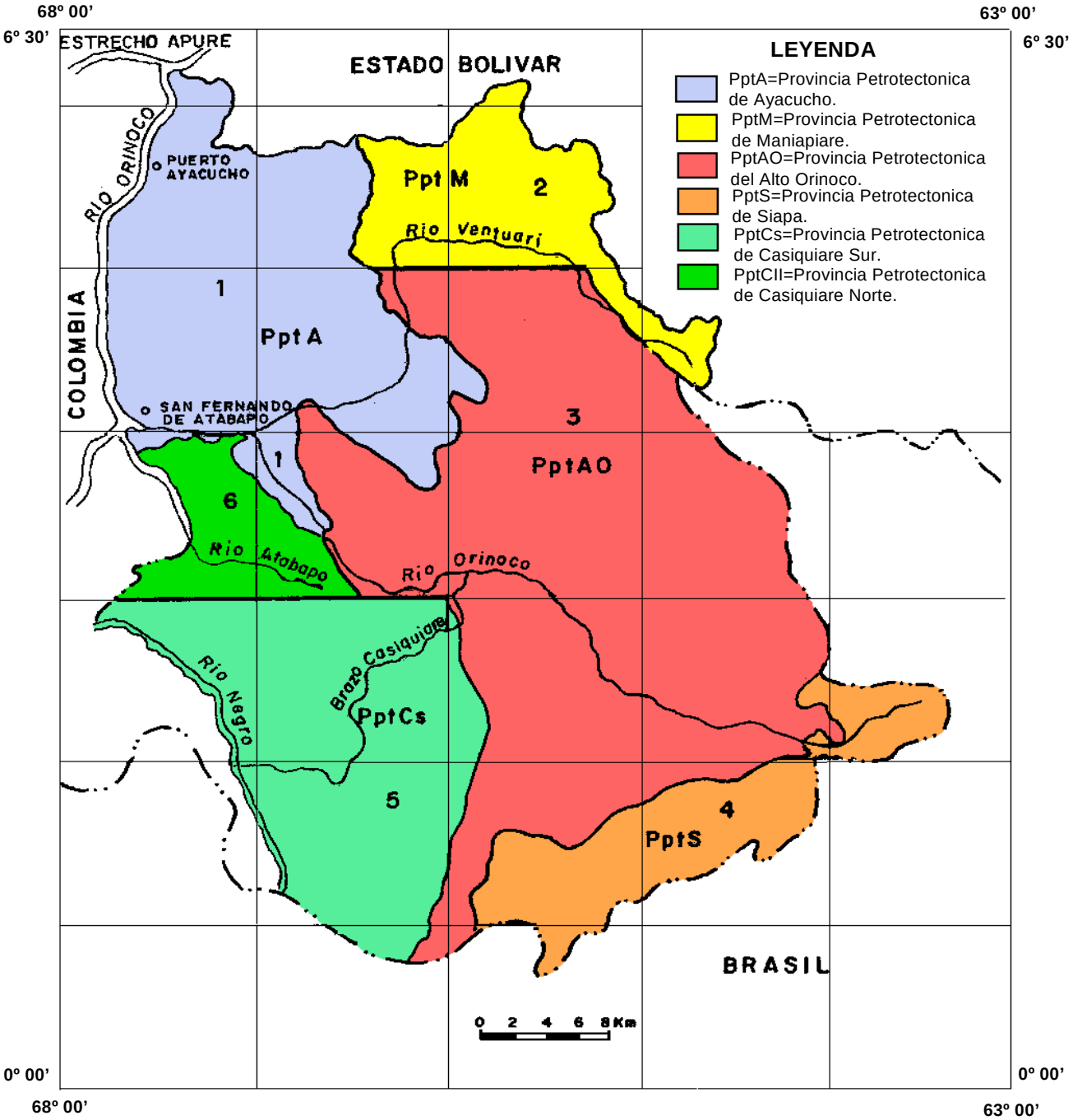


Figura N° 69: . **MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DEL ESTADO AMAZONAS** (Tomado de Mendoza y otros, 1977)

anfibolita con las asociaciones metamórficas de cuarzo-clorita-muscovita-epidoto-cloritoide y plagioclasa-hornblenda-granate (Mendoza y otros, 1.977).

El pico o máximo del metamorfismo y magmatismo sintectónico de estas rocas ocurrió entre **1.880 a 1.780 Ma** que Gaudette y Olszewski (1.985) correlacionan con el Transamazónico, y que corresponde al evento Uatumá, que ocurrió después en parte del evento Orocaima (Reiss y otros, 2.000) es decir, posterior al cierre de Pastora contra Imataca y pre-sedimentación de la base del Grupo Roraima, e incluyó intrusiones ligeramente postectónicas como el Grupo Cuchivero en la parte Noroeste a Sureste del Escudo, con rocas sin o con muy poco metamorfismo, a gneises graníticos a tonaliticos y dioriticos, más antiguos que Cuchivero, desarrollando anfibolitas y migmatitas.

Esa zona de subducción y choque fué desplanzándose hacia el Oeste hasta alcanzar el climax tectónico-metamorfico en la Orogenia Nickerian hace unos 1.100 ± 100 Ma. Por otra parte, hacia el Estado de Roraima en Brasil las rocas posteriores al evento Orocaima con edades similares a las mencionadas del otro extremo, occidental del Escudo, de 1.86-1.77 Ga corresponden a intrusiones anorogénicas intracontinentales. Es decir, que durante ese intervalo 1.88-1.78 Ga el continente suramericano o Cratón Amazónico tenía un borde este pasivo, con intrusiones anorogénicas, acidas y máficas (Asociación Avanavero) con inicio de la sedimentación de la parte basal del Grupo Roraima, mientras que al otro extremo del CA, el borde oeste era activo y la zona de subuducción estuvo emigrando hacia el oeste hasta quizás el comienzo del Neoproterozoico (1.0 Ga), es decir el mismo modelo Andino/Cordillerano Actual. De hecho el paralelismo en parte del Cinturón Granulitico de Garzón-Santander con los Andes actuales sugiere que el **borde nor-oeste del Escudo de Guayana ya era una margen continental activa hacen por lo menos unos 1100 ± 100 Ma.**

En todos estos eventos, de 1.960 Ma-1.780 Ma, Evento Uatumà u Orogènesis Transamazónica Tardía; de 1.450-1.560 Ma Parguazensis y de 1.100 ± 100 Ma, Nickeriano o Grenville hubieron intrusiones sincronizadas con la máxima deformación y metamorfismo. Esto es, gneises graníticos con rocas intrusivas volcano-plutónicos de Cuchivero; intrusiones de granitos rapakivis de El Parguaza con migmatitas de Mitú; granulitas de Garzón y anortositas de Santa Marta con otros granitos intrusivos rapakivis, respectivamente. Esto podría corresponder a ejemplos similares al citado de Orocaima y Amazonas, de bordes continentales activos con choque de placas y nueva emigración de la zona de subducción y de bordes opuestos continentales pasivos con magmatismo anorogénico.

La zona donde el **Rio Orinoco cambia de curso NW** (Santa Bárbara-Alto Orinoco) **a NS** (Atabapo-Puerto Ayacucho) y **que tiene dirección EW (Atabapo-Santa Bárbara)** representa un frente tectónico o zona de sutura donde se enfrentan rocas anorogénicas del Granito Rapakivi de El Parguaza, al norte de Atabapo, de 1.450-1.560 Ma, versus migmatitas granítico-tonaliticas tipo Complejo de Supamo aquí designadas con los nombres de Gneises y Migmatitas de Minicia, parte del Complejo de Mitú, inmediato a Atabapo, y Gneises y Migmatitas de Macabana, próximo a Santa Bárbara de 1.859 ± 30 Ma (**Tabla 25 c)**. Esta zona marca tambièn el contacto entre los dominios del Ventuari y del Casiquiare (Barrios y otros, 1.985) y entre las provincias Maroni-Itacaiunas y Río Negro-

Juruena (Gaudette y Olszewski, 1.985) y fué nombrada por Mendoza y otros (1.977) como **Frente Tectónico o Sutura Atabapo. Esta zona podría representar una triple sutura (Ventuari-Tapajós al NE, Maroni-Itacaiunas al SE y Rio Negro-Juruena al SO),** donde un hot spot hacia 1.6-1.4 Ga motorizó un rift continental y emplazamiento de magmas basàlticos que se mezclaron con material costral para producir los granitos anarogènicos del Parguaza**.**

La evolución de una zona de subducción de dirección NE entre los 1.9 Ga a 1.45 Ga y el cambio de un régimen tectónico de compresión horizontal a un régimen tectónico de tensión vertical al final de los eventos de subducción puede explicar la complejidad geológica del área y la razón por la cual aún no se haya diferenciado más apropiadamente, además de la carencia de estudios de detalle en campo, de geoquímica y geocronología en laboratorios.

La complejidad es aún mayor porque hasta el momento no se han citado la presencia de dos dominios importantes que ninguno de los autores mencionados los refiere, excepto Mendoza y otros (1.977) que lo hicieron de una forma muy general. Son ellos la subprovincia o dominio del Alto Orinoco con asociaciones similares a los CRV del Paleoproterozoico Temprano, con intrusiones graníticas diversas hasta del tipo rapakivi de Parima-Surucucú y la subprovincia o dominio del Siapa, paralela al trend Imataca, único en Amazonas, con rocas metasedimentarias de medio a alto grado metamórfico con intrusiones gabroides y graníticas diversas.

Asi pués es conveniente reagrupar las rocas aflorantes en el **Estado Amazonas en cinco provincias o dominios petrotectónicas** que Mendoza y otros (1.977) denominaron de la siguiente forma **(Figura 49**): **Ayacucho, Manapiare, Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare**. Las subprovincias Ayacucho y Manapiare equivalen al Dominio Ventuari y las del Alto Orinoco, Siapa y Casiquiare equivalen al Dominio Casiquiare, redimensionado, y se extienden a los cinturones moviles de Maroni-Itacaiunas y Rio Negro-Juruena en Brasil (Priem y otros, 1982; Barrios y otros, 1.985), donde un “hot spot” hacia 1.6 Ga ocacionó la apertura o rift continental, el emplazamiento de basaltos altos en alùmina que mezclados con material de la corteza diferenciaron granitos rapakivis. Ese rift tuvo por lo menos 200 a 500 Km de ancho y màs de 3.000 Km de largo. Recuerdese que los rapakivis de la misma edad en Norte-América representan un área de 5.000 Km de largo por 1.000 Km de ancho desde Labrador hasta California y Missouri.

Subprovincia Petrotectónica Ayacucho

La SPA incluye granitos anorogénicos más jóvenes y anteriores a 1.550 Ma, tipo Granito Rapakivi del Parguaza, Atabapo (1.696 Ma por Rb/Sr, roca total, **Tabla 22)**, Cuao, Granito del Marieta y facies de éstos como la Granodiorita del Sipapo y las Riodacitas Porfídicas del Guayapo (1.340 ± 10 Ma, **Tabla 25 a)** , el Granito de Guapuchí, etc., todos ellos intrusivos en un basamento formado por rocas volcánicas tipo Volcánicas de Caicara y granitos biotiticos tipo Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero. Las foliaciones del basamento y fracturas de todas las rocas son N 10°-30° O, estando cortadas por fracturas N 30°-50° E. La intersección de estos sistemas de lineamientos coinciden con la postulada

alta doble anomalía aereomagnéticas y radiométricas con posibilidades de localizar depósitos tipo Olympic Dam, en la parte sur-central del Granito Rapakivi del Parguaza.

Toda la subprovincia sufrió reactivaciones tectono-termales durante la Orogénesis Nickeriana, con milonitización y reajustes de fallas y cruces de fallas, emplazamientos de pegmatitas heterogéneas mineralizadas con estaño, columbita-tantalita y otros recursos minerales, de complejos alcalinos, aplitas y granitos especializados ricos en estaño. Los granitos intrusivos son epizonales, mientras que los de Cuchivero son mesozonales y las volcánicas son explosivas rioliticas. Geomorfológicamente, la subprovincia presenta planaltos, como el de Pijiguaos, Chivapure, Cataniapo, etc., que por lixiviación tropical lluviosa dió origen a gigantescos depósitos de lateritas alúminicas o lateritas bauxiticas.

Discordante encima de toda la secuencia desde los 6° 30’ hasta los 4° de latitud norte, aparecen tepuis de rocas del Supergrupo Roraima, diferentes estratigráficamente unos con otros (Ghosh, 1.977) pero que corresponden a la parte superior de Roraima con edad cercana a los 1.500 Ma., ya que descansan discordantes sobre el Granito Rapakivi de El Parguaza, como pudo observarse y muestrearse tal contacto en el tepuy del Río Cuao en su curso medio-superior (Mendoza y otros, 1977)

Subprovincia Petrotectónica de Manapiare

Esta subprovincia está compuesta de intrusiones de rocas volcánicas de los rios Asita y Parucito tipo Rocas Volcánicas de Caicara y de granitos biotiticos, como los de Kakuri y Parú, tipo Granito de Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero, en un basamento bién expuesto en el Alto Ventuari, en las cercanías de Cerro Impacto y otras localizaciones, de gneises y migmatitas tonalitico-trondjemiticas-granodioriticas (TTG) similares a las del Complejo de Supamo con intrusiones gabroides y ultramáficas estratificadas, remanentes de un complejo máfico-ultramáfico estratificado con alguna mineralización por sulfuros (pirita, calcopirita y pirrotita) como los meta-gabros de Manapiare y de Asita, que representan un objetivo o “target” para prospectar depósitos de Ni – Cu ± PGEs.

Algunas rocas metasedimentarias pre-Roraima se observan en contacto e intercaladas con las rocas volcánicas rioliticas de Caicara. Las tendencias o trends en las volcánicas siguen fracturas tipo NS como también ocurrió con la Carbonatita de Cerro Impacto. Fracturas más antiguas en la zona son de tendencia NE y NW. Un cuerpo de forma elipsoidal alargado y orientado aproximadamente NS conocido como **Carbonatita de Cerro Impacto** intrusionó toda la secuencia en tiempos post Nickerian y posiblemente post kimberlitas de Guaniamo, más bien relacionados con la disrupción de la Pangea y la formación del Atlántico durante el Mesozoico. La subprovincia muestra relieve elevado y accidentado, pero menos prominente que el de la subprovinicoa Ayacucho.

Subprovincia Petrotectónica del Casiquiare

Es una subprovincia que se caracteriza por su plano y bajo relieve conocida como **"Penillanura del Casiquiare**" y por su complejidad lito-tectono-metamórfica. Las rocas aflorantes entre Atabapo y Santa Cruz cerca de Maroa, Rivas (1.985) las denominó **Complejo Casiquiare** que corresponde en buena parte a lo que se cita más abajo como Asociación Atabapo-Maroa. En orden de mayor grado metamórfico a menor grado metamórfico se distinguen las siguientes asociaciones:

Asociación Atabapo-Maroa: compuesta por gneises y migmatitas tonaliticos y trondjemiticos con intrusiones cuarzo-gabroides a tonaliticas, tipo Complejo de Supamo y gneises félsicos y máficos, metamorfizados a la facies anfibolita en cierto modo algo parecidos a los gneises de Imataca en la zona de Guri, o los del Complejo de El Tinaco en Cojedes, pero que en Amazonas dan edades desde 1.630 Ma a 1.842 ± 44 Ma **Tabla 26c).**

Asociación Caño Casiquiare: compuestos de complejos gabroides intrusivos en rocas graníticas gneisicas tonaliticas, migmatiticas, escasamente trondjemiticas o cuarzo mozoniticas con poco o nada de sedimentos asociados, una especie de Complejo de Supamo con mayores componentes máficos.

Asociación San Carlos-Cucuy: gneises, augeneises cuarzo feldespático anfibólicos con migmatitas y al parecer escasos metasedimentos son intrusionados por una serie de granitos anorogénicos pero que no desarrollan una bien definida textura rapakivi, como son los granitos de Solano, San Carlos de Río Negro y San Simón del Cucuy. Esta asociación forma parte de la Provincia Río Negro-Juruena. En los rìos Pasimoni, Yatùa y Baria afloran rocas del **Complejo Casiquiare (**rocas entremezcladas de granitos, gneises, tonalitas, meta-areniscas, meta-volcànicas y rocas básicas, segùn Rincón y Zerpa, 1.992), granitos porfidicos de San Carlos. Las edades Rb-Sr roca total del CC son de 1.650 Ma del evento tectònico Rio Negro-Juruena. Edades de 1.300 a 1.360 Ma fueron obtenideas por K/Ar en biotitas de rocas del Rio Casiquiare.

En el **Rìo Yatúa** afloran lajas bajas de granitos de grano medio a grueso, masivos a semi-foliados, de color gris rosáceo. En la parte baja del Rio Pasimoni aflora un verdadero complejo formado por granitos, gneises màficos anfiboliticos, migmatitas y rocas gabroides. Desde Maroa hasta la Piedra del Cocuy, a través de los rìos Guainía y Negro afloran los siguientes tipos de rocas: granito biotitico microporfiritico, granito anfibólico, microporfiritico, granito piroxénico microporfiritico, granito biotitico gnèisico de grano grueso, granito biotitco cloritico de grano grueso, granito pegmatitico, gneis granitico, gneis granodioritico, augen gneis y monzodiorita (Yanez y otros, 1.992).

Esta subprovincia se caracteriza por la ausencia total de rocas volcánicas y plutónicas tipo Asociación Cuchivero, por la escasez de metasedimentos y de sedimentos tipo Roraima. Tiene el aspecto de una provincia Pastora, plana y baja, donde los equivalentes del Complejo de Supamo han sido más tectonizados y los CRV han sido parcial a totalmente erosionados. Al Norte del caño San Miguel, que sigue una gran falla o zona de cizalla de rumbo cercano a EW, las tendencias estructurales en rocas con mayor deformación

y metamorfismo son N 50°-60°W y N 10°-30° E. Al sur del mismo caño, las tendencias son más irregulares, destacando las NS, EW y N 20°-30° E. Esta ha sido hasta el presente una pobre subprovincia minera si excluimos de la misma el oro encontrado en y próximo a Yapacana pero muy provechosa para la explotación del caucho natural, sobre todo en el primer tercio del siglo XX.

Subprovincia Petrotectónica del Alto Orinoco

Esta subprovincia se extiende desde la confluencia del Río Ventuari en el Río Orinoco hasta las nacientes del gran río y se continúa por Parima y Surucucú en Brasil y representa una subprovincia intermedia en composición litológica, metamorfismo y tectonismo entre las subprovincias Manapiare y Casiquiare. De alli que resulte bastante compleja. Litológicamente está formada por cuarzo-monzonitas semimasivas o atectónicas como las de los rios Parú, Yureba y Marueta, intrusivas en gneises tonaliticos y augengneises como los de Macabana, gneises cuarzo-plagioclásicos-epidótico-biotiticos, granitos trondjemiticos, tonalitas y rocas gabroides, es decir del tipo Complejo de Supamo. Rocas volcánicas rioliticas tipo Volcánicas de Caicara y granitos tipo Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero, como los granitos de Padamo, Ocamo (Mendoza y otros, 1977) y otros que arrojan edades Rb-Sr roca total proximas a 1.86 Ga intrusionaron a todas las rocas anteriores (Gaudette y Olszewski, 1.985).

Otras rocas como los granitos recristalizados del Río Cunucunuma, de Kiratare y la granodiorita de Jaricheta afloran como cuerpos aparentemente aislados aunque parecen ser en edad post-gneises y migmatias tonaliticas tipo Minicia o Supamo-Bártica. Los granitos rapakivis tipo Parguaza abundan hacia el extremo S-SE de la subprovincia y se conocen como Granito de Parima, Granito de Surucucú, explotados sus aluviones para Sn por la compañìa minera brasilera VRD en la década de los años 70. En la zona Boca del rio Ocamo-Salto Guaharibos del Alto Orinoco, Martinez y otros (1.992) distinguen la siguiente secuencia:

1) un basamento formado por gneises granitoides y esquistos cloriticos peliticos, que afloran en las partes bajas del Rio Orinoco entre Boca del Ocamo y Platanal-Guaharibos. Este basamento està intrusionado por granitos biotiticos circulares.

2) rocas volcánicas y piroclàsticas mayormente rioliticas y algunas andesiticas, aflorantes en Boca del Rio Mavaca, Boca del. Rio Ocamo y arriba del Salto Guaharibos. Estas rocas cubren el basamento gneisico y son del tipo rocas Volcánicas de Caicara.

3) Por encima de las rocas volcánicas y plutònicas del tipo Asociación Cuchivero yacen discordantemente una secuencia meta-sedimentaria que aflora en las filas alargadas desde la Boca del Río Mavaca hasta sus cabeceras y que tambien afloran en el área de Platanal y Guaharibos. Parte de estas rocas fueron identificadas por Ascanio y otros (1989) como **Formaciòn Unturàn**.

En el **área del Rio Cunucunuma-Tepuys Duida-Marahuaca**, Martinez y Martinez (1.992) identificaron rocas de las subprovincias petrotectònicas del Casiquiare, Alto Orinoco y de la Provincia Roraima. Las rocas pertenecientes al SAO son dos

tipos de granitos: 1) granitos tectonizados del Alto Rio Cunucunuma y 2) Granitos rapakivis tipo Parguaza . Los granitos del Alto Rio Cunucunuma, de grano grueso, con epidoto y vetillas de epidoto, inequigranulares, color gris a rosado, aflorantes aguas arriba de la comunidad makiritare de Culebra, bordeando y como basamento del tepuy Huachamacare hasta el salto Takudi Shado, donde el granito cataclástico contiene grandes xenolitos de rocas graníticas de grano fino. Esta zona está cruzada por una gran falla regional de rumbo NW-SE, asociada a la cual los granitos han sufrido fuerte cataclasis y cizallamiento. A unos 3 Km aguas arriba de este salto Takudi Shado se observan en el Granito de Cunucunuma intrusiones apliticas y de granitos tipo rapakivi. Los granitos rapakivi son de grano muy grueso en el área Belén-Culebra con feldespatos rapakivis de hasta 2.5 cm, con cuarzo azulado local (como en la comunidad indígena de Mapaco), con magnetita y alteración hidrotermal (clorita-epidoto) por la cercanía de la gran falla.

En la comunidad indígena de Akanaña los granitos rapakivis afloran en inmensos y espectaculares domos. A unos 7 Km aguas arriba de la desembocadura del Rio Cunucuma en el Orinoco pasa el contacto entre las sub-provincias Alto Orinoco al N-NE y Casiquiare al S-SW. La sub-provincia Casiquiare aquí se compone de granitos semi-foliados de grano medio, gneises graníticos. El Grupo Roraima en el tepuy Duida fue dividido por Martinez y Martinez (1991) en tres grandes miembros que revisaremos en el próximo capitulo sobre Roraima, en la parte de Amazonas.

En el área comprendida entre la Boca del Rio Ocamo en el Rio Orinoco y el Salto Guaharibos en el Alto Orinoco (Martinez y otros, 1.992), aflora un basamento de rocas gneisicas graniticas de grano medio a grueso y esquistos cloriticos cubierta por lavas y rocas piroclàsticas fèlsicas y andesititas y granitos comagmàticos tipo Asociación Cuchivero, desde el Ocamo, Mavaca y Alto Orinoco.

Por encima de esta secuencia afloran discordantemente rocas meta-sedimentarias clàsticas que ocupan filas alargadas desde la boca del Rio Mavaca pasando por Platanal y Guaharibos, equivalentes a la Formación Unturan de Ascanio y otros (1.989). Esta provincia registra un marcado tectonismo de direcciòn NE, con fuerte cizallamiento, que ha originado un graben a lo largo del Rio Ocamo y un horst entre los rìos Ocamo y Matacuni. Estos bloques estàn limitados por un extenso cizallamiento de direcciòn NW que controla los cursos de los rìos Alto Orinoco y Putaco.

A 10 Km aguas arriba desde la desembocadura del rio Ocamo afloran rocas volcànicas tipo andesita de color gris verdoso, afanitica, con algunos fenocristales de plagioclasa. Estas rocas se encuentran en contacto con bloques rectangulares graniticas del tipo Granito de Santa Rosalìa. Entre Platanal y arriba del Salto de Guaharibos en el Alto Orinoco, afloran tambièn lavas andesiticas de color gris verdoso de grano fino, algo piritizadas, conteniendo vetas y vetillas de cuarzo. Igualmente afloran tobas y lavas fèlsicas del tipo riolitico de la Asociación tipo Cuchivero. Martinez y otros (1992) identificaron cuarcitas conglomeràticas con clastos de cuarcitas macizas, recristalizadas, que Séllier (1966) denominó “Facies Guaharibos” y que estàn cubiertos por unos 300 m de areniscas macizas, silicificadas del tipo Formación Unturàn, que están tectonizadas y contienen moscovita. Hacia Parima y Alto Orinoco afloran domos graniticos tipo Surucucù y granitos rapakivi tipo El Parguaza

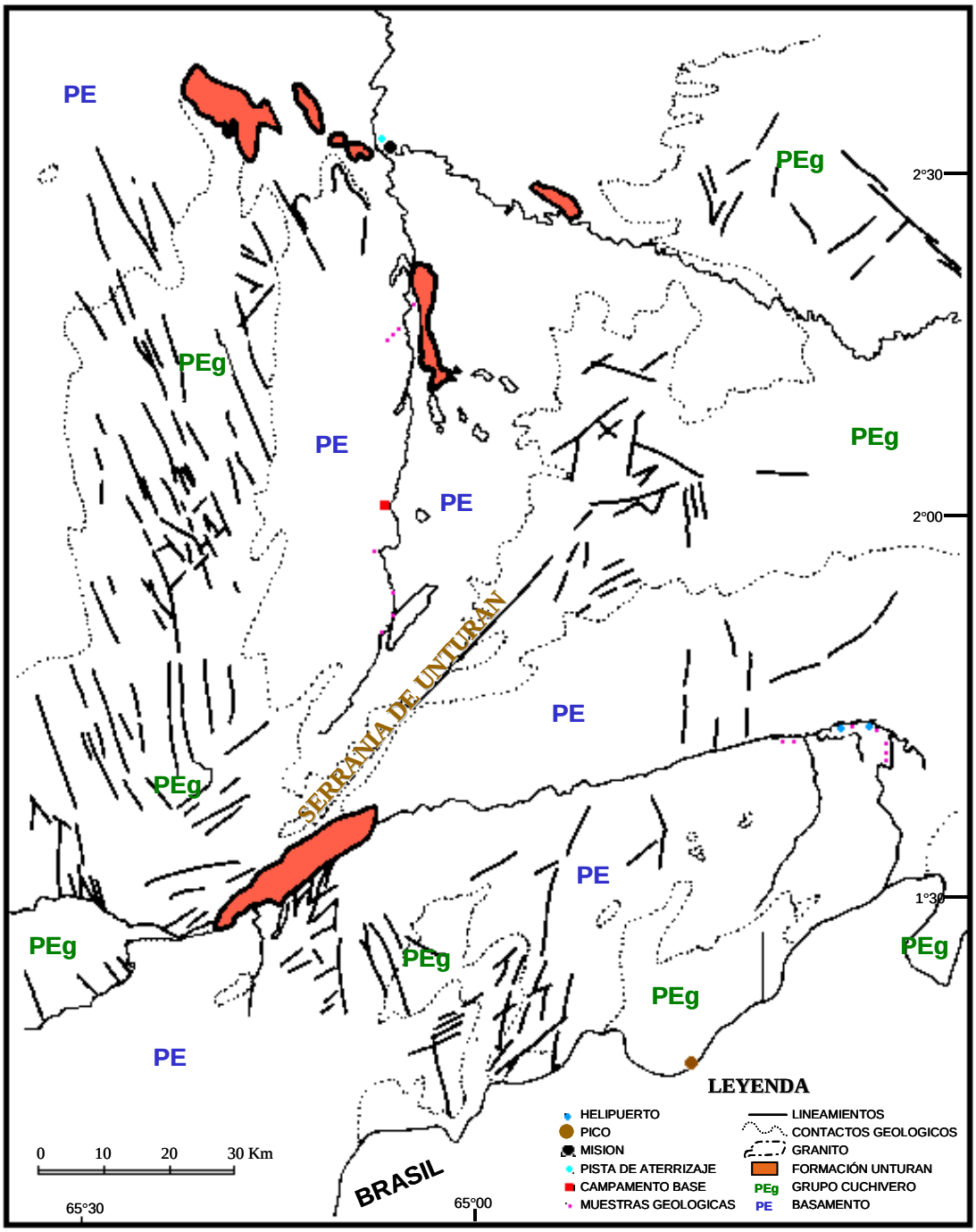


FIGURA N 70: RECONOCIMIENTO GEOLOGICO DEL AREA DE TIRAPECO, EN EL ESTADO AMAZONAS, MOSTRANDO LS AREAS OCUPADAS POR AFLORAMIENTOS DE LA FORMACIÓN UNTURAN (tomado de Ascanio y Scherer, 1989

Aguas arriba de **Platanal en el Alto Orinoco** y hacia sus cabeceras afloran lavas andesitico-basálticas, algunos metasedimentos de aguas profundas y rocas gabroides, que parecen corresponder a la asociación de CRV del Paleoproterozoico y que se conoce como CRV de Parima y Cauarane de edad 2.24 Ga (Gaudette y Olszewski, 1.996), continuando hacia Brasil en la zona de Surucucú. Estos remanentes de CRV están mineralizados por oro y han sido extensamente explotados por minería informal o garimpeiros con gran deterioro ecológico de las nacientes de aguas del gran río Orinoco. Yánez (1992) menciona hacia esa zona los complejos metamòrfico de Parima (equivalente del Complejo de Supamo?) y de Uraicoera en su equivalente en Brasil, pero sin definirlos geológicamente. La suite màfica Tapurucuara parece formar parte de remanentes del CRV de Parima-Cauarane.

Todas las rocas mencionadas fueron intrusionadas por los citados granitos rapakivis del tipo Parguaza cuyos stocks redondeados, pequeños, de granitos "especializados" han sido, algunos pocos, explotados, en sus derivados aluviones, por casiterita y minerales asociados a ella. A lo largo de grandes fracturas de tendencia N 20° – 40° O, truncadas por fracturas NE y en la intersección de tales sistemas se emplazaron complejos alcalinos con relativos altos contenidos de U, Th y otros elementos como ya se refirió anteriormente.

Las tendencias estructurales de esta subprovincia son muy variables y complejas, aunque predominan las N 30°-50° O, NS, y N 50°-70° E. Las fallas NO son las más jóvenes o se reactivaron en/o después del Nickeriano ya que incluso atraviesan los **grandes tepuis, como el Duida-Marahuaca**, el mayor en altura y en volumen de todos los tepuis del Grupo Roraima. En su base se localizan metasedimentos intercalados con rocas volcánicas, unas veces del tipo Caicara, como cercano a Yapacana y otras veces con tobas intermedias dacitico-andesiticas como en La Esmeralda. Estas formaciones pre-Roraima son parecidas en cierto modo a la Formación Urico de Alberdi y Contreras (1.995) y a la Formación Ichún de Briceño y otros (1.989)

Subprovincia Petrotectónica del Siapa

La subprovincia petrotectónica del Siapa se extiende desde la divisoria de aguas del Alto Orinoco y las de su afluente Mavaca con las del río Siapa. Tiene la misma tendencia estructural que las provincia Imataca y Kanukú (N 60-70 E) y el trend del Grupo Botanamo, se continúa en Brasil (Cachorro) y Guyana. Litológicamente se compone de metasedimentos tectonizados, cizallados de esquistos cuarzo-micáceos- estauroliticos-granatíferos y gneises cuarzo-feldespáticos-epidótico-anfibolíticos y anfibolitas o remantes de CRV, similares a las del Grupo Vila Nova de Brasil, de edad Paleoproterozoico pero de trend opuesto en 90° (Vila Nova de tendencia N 30º-50° W, Siapa de tendencia N 60°-70° E), sobre un basamento de gneises tonaliticos y trondjemiticos y migmatitas equivalentes. Toda la secuencia infra y supracostral ha sido intrusionada por granitos y granodioritas anarogénicas o postectónicas (< 1.700 Ma). Una cubierta metasedimentaria intercalada con metapiroclásticas riolíticas pre-Roraima, denominada Formación Unturán (Ascanio y Scherer, 1.997) se localiza debajo del Grupo Roraima y se extiende hasta Neblina en el límite de Brasil con Venezuela **(Figura 69).** El basamento de Neblina lo constituyen remanentes de TTG-CRV metamorfizados en la FEV y anfibolita.

CAPITULO IV

PROVINCIA GEOLÓGICA RORAIMA

INTRODUCCIÓN

La Provincia Geológica de Roraima se extiende desde los límites del **Parque Nacional Canaima**, hacia el Km 95 cerca de la Piedra de la Virgen, hasta Santa Elena del Uairen en dirección NS y desde el río Venamo hasta las proximidades del río Paragua en dirección EW. Esta provincia está compuesta por rocas del Grupo Roraima con intrusiones de diabasas y rocas gabronoriticas cuarcíferas a dioriticas cuarcíferas (Asociación Avanavero).

El Grupo Roraima se extiende desde Tafelberg (Suriname) hasta Neblina en Amazonas, cubriendo actualmente unos 250.000 Km2, aunque originalmente pudo ser del orden de 1.200.000 km2

En general, Roraima carece de marcado tectonismo (sinclinales suaves muy abiertos y de muy bajo buzamiento) con algún fallamiento, incluso fallas de arrastre como en el Tepuy de Parú, frente a Kakuri, Alto Ventuari en el Estado Amazonas, relacionados a la Orogenia Nickeriana y de levantamientos epirogénicos. Briceño y otros (1.989) concluyen que los tepuis son el producto de inversión topográfica de remanentes de sinclinales de ejes con inclinación en ambas direcciones y las áreas bajas alrededor de los tepuis corresponden a erosionados anticlinales.

Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Sólo se registra metamorfismo de contacto (andalucita) de rocas de Roraima con granitos intrusivos, post-1450 Ma, y de rocas máficas de la Asociación Avanavero; aunque Urbani (1.977) postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades del Alto Caura posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3.000 m adicionales de sedimentos actualmente erosionados.

GRUPO RORAIMA

Reid (1.974) dividió el **Grupo Roraima en el área de Santa Elena del Uairén en cuatro formaciones,** que de más antigua a más joven, son: **Uairén, Kukenan, Uaimapué y Mataui.** Roraima, en Amazonas, Brasil y Guyana, se divide en tres miembros, inferior (equivalente a la Formación Uairén), medio (corresponde a parte de las formaciones Kukenan y Uaimapué) y superior se correlaciona con la formación Mataui) que es la más espesa y representa gran parte de la sección de los tepuis (Gibbs y Barron, 1.993; Ghosh, 1.985).

Alberdi y Contreras (1.995) describieron a rocas similares a las de la parte basal de Roraima y las denominaron **Capas de Abaren y Formación Urico.** Briceño y otros (1.989), como se mencionó en páginas anteriores, correlacionaron su **Formación Ichún** con la parte inferior, o inmediata por **debajo de** ésta, del **Grupo Roraima**.

En el Estado Amazonas, Ghosh (1.977) dividió al Grupo Roraima en tres miembros, no correlacionables con la secuencia estratigráfica de la Gran Sabana, ni correlacionables tampoco en Amazonas, de un tepuy a otro tepuy. Ascanio y Scherer (1.989) propusieron utilizar el término **Formación Unturán** para denominar a las areniscas continentales metamorfizadas más antiguas que las areniscas del Grupo Roraima, no descritas con anterioridad, que se encuentran en el valle del Río Mavaca en el alto Amazonas, con una extensión de unos 11.000 Km2.

La **Formación Uairén** aflora en y cerca de Santa Elena del Uairén, al final de la Gran Sabana y presenta un espesor de unos 800 a 900 m. Su contacto inferior es discordante sobre tobas meteorizadas del tipo Volcánicas de Caicara, pertenecientes a la **Formación Pacaraima** que se extiende hacia Brasil como **Formación Surumú** y forma la divisoria de aguas entre Venezuela y Brasil en esa región.

Dohrenwend y otros (1.995) subdividieron la Formación Uairén en un miembro inferior de unos 600 m de espesor, compuesto de areniscas cuarciticas de grano grueso, bien escogidas, con estratificación cruzada y festeonada, intercaladas con lentes conglomeráticos de matriz silicea y con escasas limolitas arcillosas; y de un miembro superior, de unos 100 m a 300 m de espesor, formada por areniscas cuarciticas de grano medio, con abundante estratificación cruzada y escasos conglomerados intercalados.

Concordantemente encima de la Formación Uairén, aflora la **Formación Kukenan**, de un espesor máximo de 100 m, integrada de paquetes alternantes, compuesto cada uno de tope a base de areniscas feldespáticas, limolitas feldespáticas y lutitas o arcillitas.

Concordantemente y encima de la Formación Kukenan **sigue la Formación Uaimapué,** con un espesor máximo de 250 m, que puede ser separada también en dos miembros, uno inferior similar litológicamente a la Formación Uairén, constituido por areniscas de grano fino a grueso con estratificación cruzada y conglomerados, intercalados con delgadas capas de limolitas y arcillitas; y de un miembro superior, formados por arcosas, jaspes, limolitas y tobas vitreas, de variados colores (rojizos, verdes, crema-amarillentos y grises). Las tobas vitreas han sido tomadas como capas guias dentro de la estratigrafía de Roraima y dateadas extensamente en Suriname, Guyana y Venezuela.

Concordante y suprayacente a la Formación Uaimapué, aflora la **Formación Mataui, la unidad más joven del Grupo Roraima,** que ocupa gran parte de los elevadaos y verticales **tepuis**, formados por ortocuarcitas y areniscas cuarzo-feldespáticas con estratificación cruzada, marcas de oleaje, y areniscas masivas, con algunos horizontes muy delgados de areniscas arcillosas o lutáceas. El espesor de esta formación puede ser mayor a los 1.000 m. En el **Estado Amazonas en el Grupo Roraima** no se observan casi conglomerados y al parecer estan totalmente ausentes

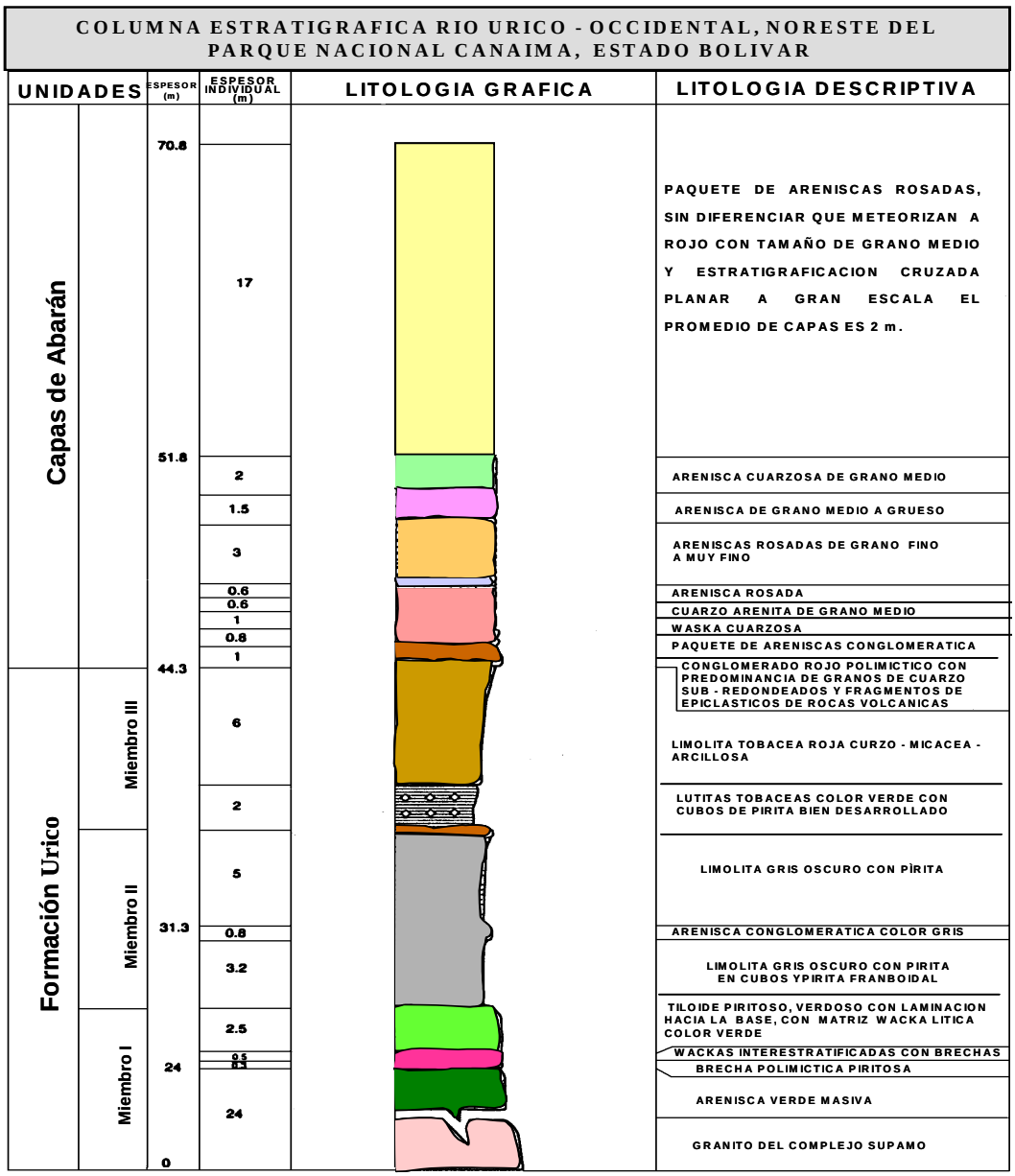


FIGURA 71 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE RÌO URICO - PARQUE NACIONAL CANAIMA (tomado de Alberdi y Contreras, 1 995)

jaspes y tobas vitreas. Alli Ghosh (1.977, 1.985) dividió al Grupo Roraima en tres miembros, a decir:

a) **Miembro Superior**, con unos 500 a 700 m de espesor, formado por ortocuarcitas ± carbonatos, areniscas feldespáticas y areniscas muy hematiticas en el tope al menos del tepuy Parú que fueron observadas por el autor (Mendoza y otros 1977). Esta sección en gran parte se corresponde a la que levantó Ghosh (1977) desde el tope a la base del tepuy Parú y al estudiar otros tepuis como los del Cuao, Autana, y otros., observó que la sección del Parú tenía carácter local y que no se extendía a otros tepuis, es decir que Roraima se depositó en un largo período de tiempo, en cuencas fluvio-deltaicas a marinas someras, separadas entre si no solo en el tiempo sino también en el espacio como lo propusieron Mendoza y otros (1.975, MEM informe inédito).

b) **Miembro Medio**, de 100 a 200 m de espesor con al menos dos capas de lutitas negras y grises separadas entre si por ortocuarcitas,

c) **Miembro Inferior**, de 300 a 500 m de espesor compuesto de areniscas gradadas con estratificación cruzada y rizaduras, wacas y delgados y discontinuos conglomerados;

En opinión del autor, en Amazonas solo se depósitó la parte superior de Roraima, más joven de 1.560-1450 Ma, al descansar discordantemente las areniscas del tepuy del Cuao sobre el Granito Rapakivi de El Parguaza, que podría ser equivalente a la parte superior, o sea a la Formación Mataui de Reid y por tal motivo los jaspes y especialmente las tobas de la formación inmediata inferior a Mataui, o sea de la Formación Uaimapué, están ausentes en el Amazonas.

El **Grupo Roraima en el tepuy Duida** fue dividido (Martinez y Martinez, 1991) en tres grandes miembros, a saber:

a. Miembro Inferior con 500 a 600 m de espesor, discordante sobre granitos tectonizados del Cunucunma y atectònicos del tipo Parguaza, formado en su parte basal por areniscas conglomeràticas, de color gris con manchas rojas, con inclusiones de cantos subredondeado,seguido en el medio por areniscas de grano fino a medio, muy silicificadas y en el tope, conglomerados oligomicticos con matriz cuarzosa de grano grueso con inclusiones de cantos de cuarcita de hasta 50 cm de diámetro. Aguas abajo del raudal de Picure en el Rio Cunucunuma se observan los conglomerados con una matriz esquistosa, sericitica con abundante muscovita de rumbo N 10°-15° W y buzamiento 60° E.

b. Miembro Medio de 200 a 300 m de espesor constituido en su base por areniscas cuarzosas de grano fino, rosadas, estratificación cruzada en forma de espina de pescado, abundante en el área de Culebra (característica desarrollada en ambientes dominados por la acciòn de mareas), seguidas de capas de lutitas negras, de 10 a 40 cm de espesor, de ambientes lagunales pobres en oxìgeno, intercaladas concordantemente entre areniscas cuarzosas de grano fino a medio y en

el tope areniscas del miembro areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada, localmente con rizaduras y vetillas de cuarzo.

c.Miembro Superior de unos 300 a 400 m minimo de espesor, parecido al miembro medio, con areniscas cuarzosa, con 99% de cuarzo, de grano fino con estratificación cruzada, seguidas de areniscas cuarzosas, rojizas, localmente ferruginosas, de grano fino con algunas lutitas intercaladas

En opinión del autor de este resumen el Miembro Inferior de la sección del Duida presenta metamorfismo y tectonismo, ¿discordante sobre el atectónico granito Parguaza?, similar a los conglomerados de Moriche en el Rio Ventuari, y no parecen pertenecer a la facies molasoide, post-tectònica del Grupo Roraima. Notese nuevamente, que al quitar estos conglomerados tectonizados y metamorfizados de Roraima y considerar la carencia de tobas vitreas y areniscas volcanoclàsticas, nos conduce a concluir que estamos en presencia en gran medida de la parte superior del Grupo Roraima o Formaciòn Mataui del Grupo Roraima de la parte oriental del Escudo de Guayana, tal como fue observado en el tepuy del Rio Cuao.

En el **valle del Río Mavaca,** afluente del Río Alto Orinoco, afloran extensamente areniscas recristalizadas que Ascanio y Schererer (1.989) denominaron **Formación Unturán (Figura 50)** con un espesor de 300 m por lo menos. Son areniscas de facies continental (¿), bien escogidas, de granos redondeados, bien cementadas, recristalizadas y cruzadas por vetas de cuarzo generalmente con algo de oro, muy cizalladas, tectonizadas y metamorfizadas.

La Formación Unturán yace discordantemente encima de las rocas volcánicas y graníticas del tipo Asociación Cuchivero en la Serranía de Unturán, o sea que en edad es post-Cuchivero pero pre-Roraima, vale decir 1.600 a 1.800 Ma Sin embargo, falta mucho por detallar la geología del Amazonas y cuando se hayan descrito otros grandes tepuis como el Duida-Marahuaca y Neblina, entre otros, tendremos más clara la estratigrafía e historia geológica de esta parte apasionante de la Geología de Guayana y que por cierto ocupa más del 20% de la superficie del Escudo Guayanés.

Secciones que contienen en parte rocas de Roraima en su porción superior y en parte rocas pre-Roraima, en sus niveles inferiores han sido identificadas en varias regiones, como cercano a la Serranía de Lema, en Ichún y en el Amazonas, cercano a Yapacana, Moriche-Marueta, La Esmeralda, Mavaca-Siapa, Neblina, y otras localidades. En Lema e Ichún como parte del equivalente de la Formación Uairén y en Amazonas como parte de la Formación Mataui. Las primeras formaciones de Lema e Ichún en la transición del cambio de atmósfera rica en C02

UNIDAD	MIEM-BRO	ESPESOR	LITOLOGIA GRAFICA	LITOLOGIA DESCRIPTIVA
GRUPO RORAIMA				Areniscas cuarzos, bien escogidas, de grano medio, subrredondeadas, cementadas por sílice, algo feldespáticas. Lutitas rojas. Areniscas cuarzosas gradadas (grava de guijarro en la base a areniscas de grano grueso en el tope) Areniscas cuarzosas de grano medio y grueso, moderadamente escogidas, de hasta un metro de espesor, intercaladas con unidad esarcósicas mal escogidas, de grano fino a medio y abundantes fragmentos litícos de rocas volcánicas. Areniscas arcósicas, mal escogidas, con abundante matriz, de grano fino a medio.
FORMACION ICHUN	MIEMBRO SUPERIOR	1060		Tobas rojiza, con alteración hidrotermal, intensamente cortada por vetas de cuarzo-epidoto. Tobas cristalinas y líticas con intercalaciones de areniscas volcanicláticas de grano fino; con proporciones menores de areniscas volcanoclásticas de grano medio; también se observan interestratificaciones de flujos faneriticos de composición intermedia.
	MIEMBRO INTERMEDIO	920		Tobas de cenizas, probablemente depositadas en agua. Areniscas feldespáticas, localmente conglomeráticas. Areniscas volcaniclásticas de grano fino, laminadas y con rizaduras de corriente. Flujos faneriticos intermedios. Areniscas cuarzosas, localmente guijarrosas, granos angulares a subangulares, moderada a pobremente escogidas. Las unidades individuales varían en espesor desde 0,75m a 2,5m
	MIEMBRO INFERIOR	450		Tobas de ceniza, liticas y/o cristalinas. Flujos faneríticos de composición intermedia. Aglomerados y brechas volcánicas. Tobas de ceniza, liticas y/o cristalinas, en menor proporción, Areniscas volcaníclasticas. Flujos faneríticos de composición intermedia.
GRUPO CUCHIVERO				Volcánicas de Cuchivero sin diferenciar.

Figura N°72: : **Columna estratigráfica de la formación Ichún (**tomado de Briceño y otros, 1.989)

Alberdi y Contreras (1.988; 1.995) al NE del Parque Nacional Canaima concluyen que en la Serranía de Lema (**Figura 71**), los escarpes están formados por una secuencia sedimentaria que consta de areniscas cuarzosas hacia la parte superior y conglomerados polimicticos de color rojo hacia la base, que fueron denominadas por estas autoras como **"Capas de Abaren".** Aunque en las Capas de Abaren de la Serranía de Lema sus areniscas basales se parecen a las de la Formación Uairén del Grupo Roraima cercano a Santa Elena del Uairén, los conglomerados polimicticos son muy diferentes en su parte composicional y textural de matriz (más maduros los conglomerados de Abaren) por lo cual y por la distancia que los separa le dan un nuevo nombre de "Capas de Abaren", formados en ambientes continentales, de paleocanales de río entrelazados.

Las **Capas de Abaren** pueden ser equivalentes a los **conglomerados polimicticos de la Quebrada Pacheco** en la carretera de la Gran Sabana, que pasan gradualmente de color rojo sin pirita a conglomerados color gris y gris verdoso con pirita, pudiendo complicarse por efectos del movimiento del nivel paleofreático a actual de la mesa de agua. Para el presente autor de este trabajo, los conglomerados polimicticos de Abarén son similares a los de la Quebrada Pacheco (o Perfetti, en honor al insigne profesor de la UDO) y también a los **conglomerados polimicticos de la Formación Los Caribes,** y son de edad pre-Formación Uairén y formarían parte de la base de lo que más adelante definimos como **Supergrupo Roraima.**

Las Capas de Abaren descansan al parecer concordantemente sobre otra secuencia marina no tectonizada que Alberdi y Contreras (1.988) denominaron **Formación Urico** (**Figura 71)** y que está constituída por tres miembros que de más joven a más antiguo son:

Miembro Superior: lutitas tobáceas verdes, piritosas, limolitas tobáceas rojas.

Miembro Medio: lutitas y limolitas color gris oscuro con pirita cúbica y framboidal interestratificadas con areniscas conglomeráticas con abundantes carbonatos y piritas.

Miembro Inferior: brechas polimicticas, piritosas y un tiloide de matriz grauváquica.

La secuencia litológica de ambientes marinos de plataforma e incluso talud continental, marino reductor, con componentes volcánicos y volcanoclásticos ricos en sulfuros y carbonatos, intercalados con clásticos poco escogidos y de baja madurez, de la Formación Urico no han sido descritos antes para el Grupo Roraima, por lo cual Alberdi y Contreras (1.995) la ubican como la parte basal del Grupo Roraima, depositada discordantemente sobre un basamento de rocas graníticas del Complejo de Supamo y rocas ultramáficas, remanentes de un complejo estratificado máfico-ultramáfico.

Sin embargo en opinión del autor, la Formación **Urico es de ambiente claramente reductor**, de una atomósfera más rica en C02, **más antigua de 1.900**

Ma pero más joven que la edad del Complejo de Supamo, de 2.250 Ma, es decir de una edad muy similar a la del Grupo Botanamo en su parte más superior. Recordemos la transición de la Formación Caballape con la Formación Los Caribes, cerca de la desembocadura de la Quebrada Los Caribes en el Río Botanamo. Aquí ocurre algo similar con Urico y las Capas de Abaren.

En resumen los dos tercios inferiores de la Formación Urico son equivalentes de la parte superior de la Formación Caballape y su tercio superior es equivalente al tercio inferior de la Formación Los Caribes y el resto de Los Caribes es aproximadamente equivalente a las Capas de Abarén, de edad pre-Grupo Roraima.

La Formación **Urico y las Capas de Abaren debieron depositarse en alguna porción del lapso 2.000-1.900 Ma.** Determinaciones radiométricas en tobas de ambos ayudaran a clarificar y concretar mejor la idea aquí presentada.

.

Briceño y otros (1.989) definen la **Formación Ichún**, con 2.500 m de espesor, como formada por tres miembros **(Figura 72)**, de rocas volcanoclásticas félsicas y cuarzo-arenitas, que yacen discordantes sobre las rocas volcánicas félsicas del Grupo Cuchivero, a saber:

Miembro Superior: cuarzo-arenitas del tipo Grupo Roraima; tobas cristalinas y liticas, intercaladas con areniscas volcanoclásticas.

Miembro Medio: abundantes areniscas cuarzosas con flujos de lavas andesititas, areniscas volcanoclásticas y tobas de cenizas.

Miembro Inferior: tobas de lapilli y de cenizas, litico-cristalinas, aglomerados y brechas.

Briceño y otros (1.989) proponen incluir la Formación Ichún y al Grupo Roraima como Supergrupo Roraima. El presente autor concuerda con **Briceño y otros (1.989),** pero considera que la **interpretación** es un poco más amplia.

En efecto, las rocas de **Roraima** son de ambientes **oxidantes,** de una atmósfera ya rica en oxígeno, de ambientes oxidantes, con poco/sin metamorfismo, como **las Capas de Abarén, los Conglomerados Polimicticos de la Quebrada Pacheco, la Formación Cinaruco, la Formación Unturán** y por debajo de ella, concordante a discordante, rocas formadas en ambientes más reductores, más deficientes en oxígeno, como gran parte de la **Formación Urico, de la Formación La Esmeralda, de la Formación Maracapra, de los Conglomerados de Moriche en el Río Ventuari, Conglomerados de Baría y de pre-Neblina, etc., de Amazonas,** depositadas **pre-Roraima, en gran parte post Formación Caballape.**

Conforme a lo referido se proponen provisionalmente dos supergrupos o superasoaciones litològicas, **uno oxidante** denominado **Supergrupo Roraima** y **otro Supergruo, más reductor, pre-Roraima**.

ATMOSFERA MUY RICA EN OXIGENO

SUPER GRUPO RORAIMA	**Grupo Roraima**		
	Fm Capas de Abaran	**Formación Cinaruco**	**Formación Unturán**
	Formación Ichún (Parte Superior)	**Formación Los Caribes (Parte Superior)**	**Formación Urico (Parte Superior)**
	Conglomerados de Pacheco (Parte Superior)	**Conglomerados de Moriche (Parte Superior)**	

ATMOSFERA RICA EN OXIGENO

SUPER GRUPO PRE-RORAIMA	**Fm La Esmeralda**	**Formación Maracapra**	**Formación Nebleina**
	Formación Ichún (Parte media e inferior)	**Formación Los Caribes (Parte media e inferior)**	**Formación Urico (Parte media e inferior)**
	Conglomerados de Pacheco (Parte media e inferior)	**Conglomerados de Moriche (Parte media e inferior)**	

ATMOSFERA POBRE EN OXIGENO

TABLA N27 PROPUESTA DE CLASIFICACION DE LOS SUPERGRUPOS RORAIMA Y PRE-RORAIMA (Rocas sedimentarias de ambientes más ricos en O_2 y más ricos en CO_2, respectivamente)

El Super Grupo Roraima está formado (Tabla N 27) por:

Grupo Roraima, y:
Formación Capas de Abarén, Formación Cinaruco, Formación Unturán,
Parte Superior de las Formaciones Ichún, Los Caribes y Urico,
Parte Superior de los Conglomerados de Pacheco y Conglomerados de Moriche.

El Super Grupo (o Superasociación) pre-Roraima se compone de:

Partes Media e Inferior de las Formaciones Ichún, Urico y Los Caribes
Partes Media e Inferior de los conglomerados de Pacheco y de Moriche
Formación La Esmeralda, Formación Maracapra y Formacion Neblina, etc.

Asi actuó el cambio de atmósfera, lento y muy gradual. Una misma formación participó de ese cambio trascendental en la historia evolutiva del Planeta Tierra y por ello una parte de ella se sedimentó en un ambiente más rico en oxigeno que otra parte más antigua de esa misma formación que se sedimentó en un ambiente menos rico en oxígeno. De hecho si determinacemos las edades radimètricas de las tobas rojas del Miembro Superior de la Formación Ichún y las limolitas tobáceas rojas del Miembro Superior de la Formación Urico podríamos afirmar con cierta aproximación a lo real hacia cuando se acentuó tal cambio en C02 versus y a favor del predominio de O2 en esta parte del Planeta Tierra.

AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN Y EDAD

Las rocas de Roraima fueron depositadas en ambientes mayormente fluviales, deltaicos, a localmente marino costeros, lacustrinos, en canales de rios de baja sinuosidad y llanuras aluviales, distributarios deltaicos encima de lagos interdeltaicos, lagunas costaneras a bahias interdeltaicas, playas sin barras y llanuras intramareas (Sidder y Mendoza, 1.995).

Estratificación cruzada, rizaduras y orientación de guijarros de los conglomerados indican que los sedimentos para la Roraima de la Gran Sabana fueron transportados desde fuentes localizadas al NE, E y SE. Las cuencas de sedimentación fueron varias, limitadas por fallas con basamentos emergentes entre ellas (Ghosh,1.985) simultáneas y también separadas en el tiempo.

Las rocas sedimentarias, facies molasa, de Roraima ocurrieron después de la Orogénesis Transamazónica, en una corteza relativamente estable. En efecto, el espesor del escudo no alcanzó su máximo de estabilización y cesación de la deformación y magmatismo, sino que más bien siguió un proceso pasivo de fallamiento y deslizamiento de la corteza continental (intrusiones del Grupo Cuchivero y relacionadas) con una subsecuente subsidencia general y sedimentación que se extendió por varios cientos de millones de años hasta alcanzar su casi estabilización. Las areniscas de Roraima registran este largo período de subsidencia y

A. EDADES Rb/Sr TOTAL EN TOBAS VITREAS INTERESTRATIFICADAS EN LA PARTE MEDIA DEL GRUPO RORAIMA					
PAISES	**UNIDADES**	**EDADES (Ma)**	**(87Sr/ 86Sr) ó MSWD**		**REFERENCIAS**
Venezuela	Tobas de Canaima	1,730 ±120 (n = 8)1	0,708	11,2	Gaudette and Olszewski (1985)
Venezuela	Tobas de Sta. Elena de Uairén	1,570 ±83 (n = 16)2	0,721	79,8	Pringle and teggin (1985)
Suriname	Tobas de Tafelberg	1,660 ±27(n = 14)	0,708	1,84	Priem and Others (1973)
B. EDADES Rb/Sr ROCA TOTAL EN DIABASAS Y ROCAS INSTRUSIVAS RELACIONADAS EN EL GRUPO RORAIMA					
PAISES	**UNIDADES**	**EDADES (Ma)**	**(87Sr/ 86Sr) ó MSWD**		**REFERENCIAS**
Suriname	Doleritas de Asociación Avanavero	1,670±18 (n =228)	0,704	4,24	Hebeda and Others (1973)
Guayana	Doleritas Intrusivas en Roraima	1,640 ±58 (n = 8)	0,704	11,9	McDougall and Others (1963)
Brasil	Areniscas “hornsfelsada” por diabasa	1,990 ±170 (n = 3)1	0,696	0,078	Basei and Teixeira (1975)
Guayana	Lutitas “hornfelsadas” por sills de diabasas en Roraima	1,600 ±44 (n =2)1	0,856	N.A.	Snelling and McConnell (1969)

Tabla 28 A). EDADES Rb/Sr TOTAL EN TOBAS VITREAS INTERESTRATIFICADAS EN LA PARTE MEDIA DEL GRUPO RORAIMA (tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)
B) EDADES Rb/Sr ROCA TOTAL EN DIABASAS Y ROCAS INSTRUSIVAS RELACIONADAS EN EL GRUPO RORAIMA (tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)

sedimentación continental a marino costera que comenzó en la parte oriental, Suriname-Caroni, mientras Imataca y Cuchivero permanecían como tierras altas y progresivamente fué migrando del Este hacia el Oeste con sedimentación solo en el Oeste del Caroni-Amazonas de la parte superior de Roraima, la Formación Mataui y sus equivalentes, incluso sedimentada después del también anarogénico Granito Rapakivi de El Parguaza.

La edad de las rocas de Roraima es tan antigua como casi 1.800 Ma (discordantes sobre tobas tipo Formación Caicara del Grupo Cuchivero) para su parte basal de la Formación Uairén y tan joven como menos de 1.500 Ma para su parte superior o Formación Mataui y equivalentes (que yacen discordantes sobre el Granito Rapakivi de El Parguaza) siendo su parte media o Formación Uaimapué, alrededor de 1.660 Ma promedio (**Tabla 29)** como en la tobas de Tafelberg, Suriname, a tan antiguas como como 1.730 Ma (tobas vitreas próximas a Santa Elena del Uairen) a tan jóvenes como 1.570 Ma en la tobas de Canaima (Sidder y Mendoza, 1.995), determinaciones todas en Rb/Sr roca total. Santos (1.999) estableció que la edad minima de inicio de sedimentación de Roraima fue de 1.77 Ga, obtenida en diques intrusivos de la Asociación Avanavero en la parte basal del Grupo Roraima.

Las diabasas y rocas asociadas, cuarzo gabroides y noritico-gabroides hasta cuarzo dioriticas y granófiros, forman como una especie de ejambre de diques y sill intrusivas en Roraima y ocurren emplazados a lo largo de las zonas de debilidad tectónica tales como los contactos inferior (Roraima/Supamo) e intraformacionales (Uairén/Kukenan; Kukenan/Uaimapué; Uaimapué/Mataui) con edades próximas a las edades de las tobas félsicas (¿ volcanismo bimodal tipico del Proterozoico), o sea de unos 1.670 ± 14 Ma por Rb/Sr roca total , a 1.640 ± 58 Ma, roca total, en Suriname.

Estas rocas máficas no metamorfizadas denominadas primeramente como **Asociación Intrusiva en Roraima, hoy se conocen como Asociación Avanavero** y se extienden intrusivas en las partes basal a media de Roraima desde el Río Paragua a la Gran Sabana, Guyana, Suriname, posiblemente Guayana Francesa y en el Escudo Reguibat, con 1.600 Ma, de Africa Occidental. Asi como tales diabasas no intrusionaron al granito rapakivi de El Parguaza, tampoco alcanzaron a intrusionar a las rocas de Roraima en Amazonas, porque son posteriores a tales intrusiones registradas por lo tanto sólo en la parte Oriental del Escudo.

Químicamente estas diabasas (**Tabla 30**) y rocas asociadas son toleitas continentales, pero son más pobres en Fe total, Ti02, zirconio, vanadio, volátiles (H20, C02, FH, ClH) que diabasas toleiticas de edad Mesozoico. Esto puede deberse a que las diabasas intrusivas en Roraima están menos diferenciadas y/o se derivaron de la parte más superior del manto en áreas continentales; mientras que las diabasas de edad Mesozoico son más fraccionadas, presentan más altos contenidos de Fe, Ti02, etc., y se derivaron de la parte superior del manto y estos magmas están relacionados a puntos de calor (“hot spot”) del fondo oceánico del Atlántico , con edades cercanos a los 170 Ma y se emplazaron hasta en áreas continentales de Imataca, CRV de Pastora, Granitos de Cuchivero, etc. con trends ENE pudiendo estar asociados con la falla de transformación de Guri, y a otras fallas, paralelas y subparalelas a ella.

La distribución y análisis de enjambre de diques de rocas máficas y asociadas junto con datos paleomagnéticos en los mismos, puede ayudar en la reconstrucción de limites de placas tectónicas. Esto se explica porque en la gran mayoría de los casos, gigantescos ejambres de diques , como los diques de Mackenzie, Canadá, los mayores del planeta Tierra, por más ded 2.400 Km de longitud con anchos individuales de hasta 30 Km, para un total de 1.800 Km de ancho, se emplazaron a continuación del rifting continental, separación y deriva de continentes, partiendo desde un punto focal de emplazamientos volcano-plutónicos (basaltos continentales de flujo, tipo Deccan, Paraná, etc.) y cuerpos subyacentes de complejos máficos-ultramáficos estratificados (tipo Bushveld, Sur Africa) con/sin cuerpos o complejos alcalinos (carbonatitas, kimberlitas, sienitas, granitos rapakivis, etc.), que se **desarrollan encima o proximo a una pluma de calor emplazada en el manto superior.**

Desde el punto de vista geoquímico se ha observado (Barajar y otros, 1996) que los basaltos tholeiticos de plateau y enjambres de diques de diabasas con bajo contenido de Ti02 y alto contenido de Mg0 se localizan a unos 400 a 500 Km. del foco o cabeza de la pluma de calor subyacente y aquellos con alto contenido de Ti02 y bajo de Mg0, se localizan a unos 1.000 a 1.500 Km de tal foco de calor.

Condie (1997) y Ernst y otros (1996) concluyen que de 662 sistemas de diques de rocas máficas, a nivel mundial, se distinguen los siguientes máximos: 2.5, 2.2, 1.8, **1.6,** 1.2, 1.0, 0.6, 0.2, 0.05 Ga, acompañados de plumas de calor de esas edades aproximadamente.

Por lo antes referido, estos diques extensos, largos, espesos, de alrededor de **1.6 Ga**, pueden representar parte del sistema de rifts que se aperturaron como consecuencia del ascenso de una o m´s plumas de calor en el manto más superior, en el Mesoproterozoico, originando la extrusión de rocas básalticas toleiticas, diques subvolcánicos de diabasas, complejos máficos-ultramáficos subyacentes y hasta emplazamiento de cuerpos alcalinos con rocas sienitico-graniticas, de textura rapakivi.

Hacia **1.6 Ga** los focos de plumas de calor se debieron localizar en Guayana uno hacia La Escalera y quizás el otro hacia la zona triple anómala entre Puerto Ayacucho y San Fernando de Atabapo.

Existen demasiadas coincidencias de localización entre: granitos rapakivis de El Parguaza (1.6-1.4 Ga) y equivalentes y el posible depósito tipo Olympic Dam; kimberlitas de Guaniamo y carbonatitas de Cerro Impacto, pero de edades distintas. Es decir que el rift Parguaza de 1.6-1.4 Ga con pluma de calor cerca del depósito tipo Olympic Dam, fue suturado en el cierre del Supercontinente Rodinia hacia 1.2-1.0 Ga, **pero luego fue reabierto parcial pero más profundamente durante la disrupción o rifting de Rodinia (0.75 Ga) permitiendo el emplazamiento de kimberlitas eclogiticas de Guaniamo, cercanas al borde continental, y carbonatitas de Cerro Impacto.**

El Gran Dike de Rodesia, y en forma similar en la cuenca del Río Caura, el Gran Dique del Cácaro suelen ocupar parte de esos rifts y estar relacionados a plumas de calor.

En resumen, en el Escudo de Guayana, tenemos indicios de emplazamientos de varias plumas de calor, de más antiguas a más recientes, separadas también en el espacio, por los siguientes eventos:

1. **Dique anular máfico-ultramáfico de Nuria,** intrusivo en rocas del Complejo de Supamo (2.3-2.1. Ga)

2. **Complejos máficos-ultramáfico de Verdún, Mochila, etc,** intrusivos en CRV tipo Pastora (2.2-2.0 Ga)

3. **Gran Dique de El Cácaro, máfico-ultramáfico,** intrusivo con trend NE en rocas volcánicas tipo Caicara (1.9-1.8 Ga)

4. **Enjambre de diques gabroides a diabásico-tonaliticos** intrusivos en rocas sedimentarias del Supergrupo Roraima (1.7-1.8 Ga)

5. **Emplazamiento de Granitos Rapakivis de gran extensión continental y mundial, y depósitos tipo Olympic Dam,** en zonas de disrupción continental, intrusivos en rocas de la Asociación Cuchivero, durante 1.6 a 1.3 Ga, asociados a rocas alcalinas y complejos alcalinos como el de La Churuata.

6. **Kimberlitas eclogiticas diamantiferas de Guaniamo (de 710 Ma de edad por Rb/Sr en flogopitas) , y posiblemente Carbonatitas de Cerro Impacto, como cuerpos intrusivos alcalinos, coincidentes con el inicio de la disrupción del Supercontinente Rodinia, hacen 750 Ma.**

Para soportar, modificar y perfeccionar, un poco más estas ideas debe contarse con al menos de los siguientes datos:

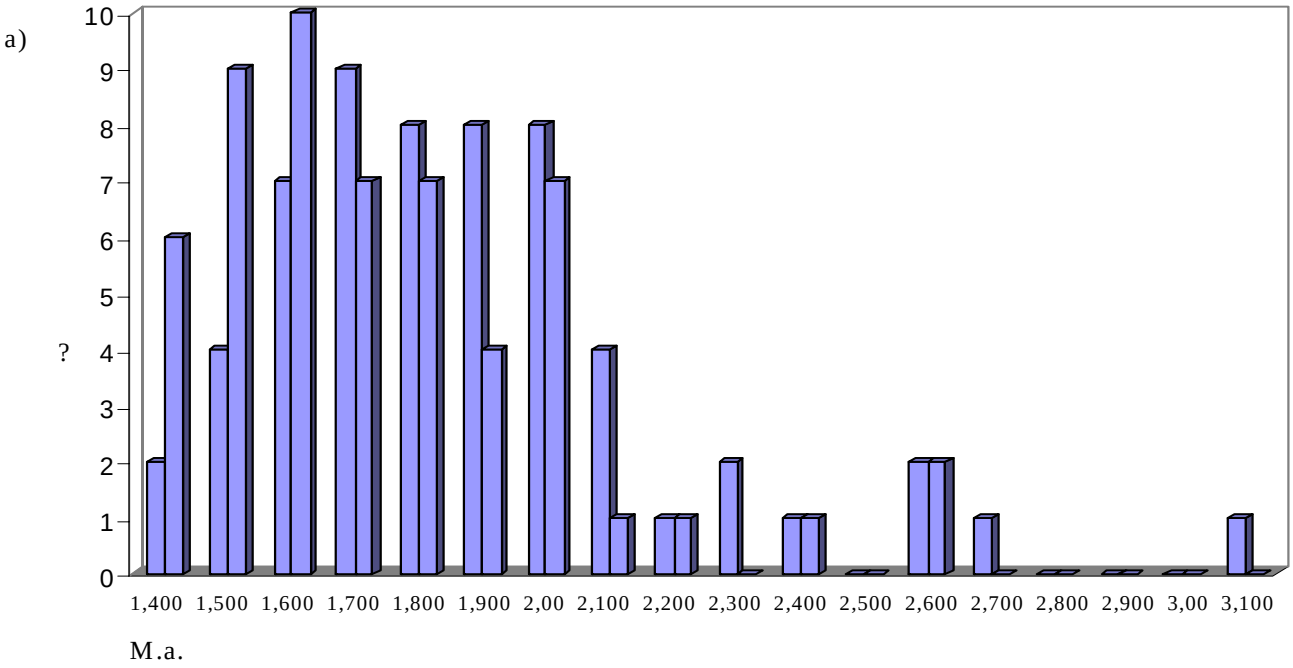
1) Mayor número de adecuadas determinaciones de edades y aplicarlas con la Tectónica Global del Precámbrico,
2) Mayor número de determinaciones paleomagnéticas y edades con reconstrucciones paleogeográficas,
3) Evidenciar los levantamientos y trends radiales de tales cuerpos con posibles plumas de calor,
4) Determinar los contenidos de Ti02 y Mg0 y diagramas de variaciones con esos elementos para esas rocas,
5) Analizar los diagramas de las relaciones Th/Ta versus La/Yb; relaciones {Nd versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial; isótopos de Oxigeno y Osmio.,
6) Establecer los trends de variación con el tiempo de la migración de cuerpos kimberliticos/carbonatiticos

RECURSOS MINERALES EN LA PROVINCIA RORAIMA

Aluviones modernos y paleoplaceres en la Gran Sabana han sido explotados intensamente por minería informal. Dohrenwend y otros (1.995) en esa área distinguieron tres tipos de placeres o aluviones: 1) aluviones con diamantes en canales de río mayores, 2) aluviones de oro y diamante de depósitos aluvionales-coluvionales en drenajes de menor orden y 3) paleoplaceres de oro y diamante asociados con lentes de conglomerados en la parte más baja de los primeros 500-600 m de la Formación Uairén. Estos paleoplaceres son la fuente del oro de modernos aluviones y de gravas aluvionales y coluvionales. Los conglomerados de la parte inferior del Grupo Roraima han sido propuestos como la fuente de los diamantes de los aluviones y coluviones modernos. Reid (1.974 b) sugirió que kimberlitas del sur de Brasil e incluso de Africa Occidental fueron las fuentes primarias de los diamantes de Roraima. Briceño (1.984) estableció que los conglomerados de la Formación Uairen son en realidad paleoplaceres y fueron la fuente de los diamantes encontrados en las gravas recientes de San Salvador de Paúl.

Las cuencas Mesoproterozoicas uraniniferas siliciclásticas de Thelón y Athabasca, Provincia Churchill de Canadá, se correlacionan con la cuenca Roraima (Miller, 2.000). Las tres cuencas se iniciaron de sedimentación continental fluvial con componentes eólicos a deltaicos y finalmente marinos costeros, con desarrollo de alto grado diagenético que se asocia a la disconformidad polimetálica de depósitos ricos en uranio. Por lo cual el potencial para encontrar este tipo de depósitos en y debajo de Roraima utilizando los modelos de Thelón y Athabasca debe resultar exitoso, aunque ya Pasquali (1.972) realizó una prospección bastante amplia sobre el Grupo Roraima, especialmene en la Gran Sabana, al parecer sin resultados de poder localizar un depósito explotable económicamente. Conglomerados pre-Roraima, de ambientes reductores, deben ser considerados como “objetivos” prospectivos por uranio.

Conglomerados tipo Witwatersrand, con pirita, oro y uranio, pertenencen a la **Formación Searra do Corrego del Grupo Jacobina (> 2.42 Ga)** y conglomerados diamantíferos se tienen en las formaciones **Tombada y Morro do Chapeau del Grupo Chapada Diamantina (1.2-1.0 Ga), Sopa Bromadinho del Supergrupo Espinahco (1.77-1.71 Ga, equivalente en edad al Supergrupo Roraima), localizados en el Cratón San Francisco de Brasil;** y **Abaete (Cretácico Superior)** retrabajada de conglomerados de Espinahaco. El autor de este trabajo discrepa de Reid (1.974) sobre considerar a los conglomerados de Roraima como la fuente de los diamantes encontrados en los aluviones de la Gran Sabana y Cuenca del Río Caroní y es participe de la idea de que Roraima representa el tope de una sección muy espesa de corteza continental, que se suma a Imataca+Pastora+Cuchivero, altamente favorable para alcanzar elevados gradientes geotérmicos en el manto superior para producir magmas kimberliticos que transportaron los diamantes de ambientes peridotiticos, de más de 200 Kms de profundidad, a niveles superiores y hasta la superficie, por grandes fracturas, reabiertas y ampliadas por la acción de las orogenias post-Roraima, tales como la Nickeriana (1.2 Ga) y la Brasiliano-Pan Africana (0.85-0.45 Ga) e incluso la Varistica con la disrupción de la Pangea (0.2 Ga) que reactivaron y ampliaron las fracturas pre-existentes y zonas de debilidad tales como contacto de rocas competentes, lavas y tobas de Cuchvivero, con rocas sedimentarias menos compententes de la base de Roraima.



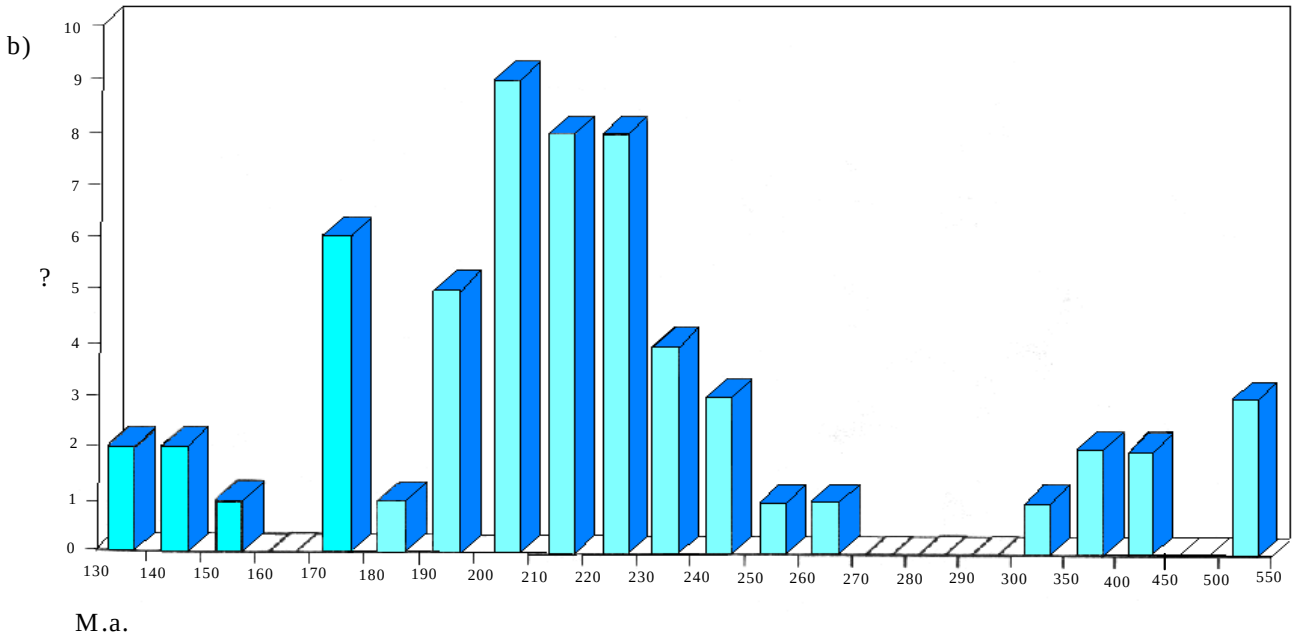


Figura N73 **:a) Edad potasio-argón de las diabasas del Proterzoico del Escudo de Guayana (**tomado de Sidder y Mendoza, 1.995)
b) Edades potasio-argón de las diabasas de Fanerozoico intrusivas en el Escudo de Guayana, (tomado de Sidder y Mendoza, 1.995).

Estas kimberlitas expuestas a la erosión por más de los últimos 40 millones de años por lo menos fueron en gran parte, a totalmente (¿) erosionadas. Sin embargo, Briceño (1.991 com. oral) localizó cantos rodados de rocas carbonatiticas cerca de Aripichí y algunos prospectores estudiosos del tema han interpretado muchas estructuras subredondeadas, tipo sima, en Roraima, como el lugar que alguna vez ocuparaon pipas kimberliticas que por cierto a diferencia de las de Guaniamo que son kimberlitas eclogiticas, estas provenían del manto subyacente a un gran centro continental, siendo por tanto kimberlitas peridotiticas, que suelen arrastrar o transportar menor volumen de diamantes, pero con más piezas o gemas de gran calidad y tamaño (el diamante Barrabás de Ikabarú y muchísimas grandes piedras preciosas localizadas en esa zona corroboran lo expresado).

Asi puès, **en conclusión, los diamantes encontrados en los aluviones de la Gran Sabana y otras áreas se derivan de la meteorizaciòn de kimberlitas intrusivas en Roraima**. Sería muy interesante al respecto de lo referido disponer de un estudio de la caracterización comparada de los diamantes de Guaniamo versus los diamantes de la Gran Sabana que nos ilustre del porque de las grandes diferencias composicionales, abundancia, tamaño y calidad de uno y otro tipo y las técnicas más idóneas para prospectar uno u otro.

OROGENESIS NICKERIANA

Edades K/Ar, Ar/Ar y Rb/Sr de 1.350-1.100 Ma en micas y feldespatos de rocas Arqueozoicas y Proterozoicas del Escudo de Guayana son indicativas de una nueva puesta en marcha del reloj radiométrico (“resetting”) y sobreimpuesta debido a la Orogénesis Nickeriana (Priem y otros,1.968) que afectó a rocas desde Suriname, Guyana, Venezuela, Colombia y Norte de Brasil. En Venezuela la Orogénesis Nickeriana se conoce como Orogénesis Orinoquense (Mendoza, 1.977), K’ Mudku como episodio milonitico de Guyana y Jari-Falsino de Brasil. En escala mundial se correlaciona con la Orogénesis Grenville de USA-Canadá y de la Antártica.

En la Guayana Venezolana se produjo una reactivación y cataclasis con desarrollo de seudotaquilitas de la Falla de Guri y que afectó con recristalización y metamorfismo de bajo grado, regresivo en Imataca y Pastora, con desarrollo de minerales como pumpelita, prenita, epidoto, albita, muscovita, clorita, biotita actinolitas y otros. De alli que este evento Nickeriano haya sido considerado como un evento tectonotermal regional (Mendoza y otros 1.977) pero a causa del tectonismo o por incremento en el flujo de calor no ha sido identificado sino en la parte Norte del Escudo.

	DIABASAS CON MODERADO A ALTO TiO2								DIABASAS ALTAS EN TiO2	
	Ac 126	**Ce 32**	**5441**	**5442**	**V3**	**V8**	**A11**	**Promedio**	**VI**	**B6**
SiO_2	46,00	57,49	52,74	52,70	52,32	53,87	46,60	51,96	51,13	43,29
TiO_2	1,48	1,03	1,47	1,89	1,44	1,47	1,48	1,47	2,72	2,60
Al_2O_3	16,84	15,31	13,67	13,11	15,46	16,89	15,83	15,30	12,81	18,22
Fe_2O3	9,51	7,25	2,48	0,65	1,42	81,00	1,99	3,44	2,54	2,72
FeO	4,60	2,66	12,30	14,80	10,78	9,56	11,43	9,44	12,10	11,92
MnO	0,18	0,23	0,22	0,23	0,26	0,16	0,12	0,20	0,11	0,19
MgO	5,50	2,65	3,12	2,73	5,12	3,73	7,51	4,33	4,12	6,65
CaO	7,23	6,03	9,07	9,46	9,66	9,48	9,21	8,59	7,48	9,75
Na_2O	2,22	3,89	2,64	2,74	2,02	2,19	2,45	2,59	2,58	2,33
K_2O	1,15	2,96	0,15	1,24	0,63	1,11	1,14	1,19	1,09	0,83
Fe Total (Fe_2O3)	14,61	10,32	16,16	16,72	13,41	10,62	14,71	13,94	16,00	15,98
K_2O/Na2O	0,52	0,76	0,05	0,45	0,31	0,50	0,46	0,45	0,42	0,35
FeO/MgO	0,83	1,00	39,00	5,42	2,10	2,56	1,52	2,18	2,93	1,79
Fe_2O3/MgO	1,72	2,73	0,79	0,23	0,27	0,21	0,26	0,79	0,61	0,4
K_2O + Na2O	3,37	6,85	2,79	2,98	2,65	3,30	3,59	3,78	3,67	3,16
I.M.	72,00	79,00	74,00	84,00	70,00	74,00	64,00	74,00	78,00	69
I.F.	32,00	53,00	24,00	30,00	22,00	26,00	28,00	31,00	33,00	25

TABLA 29 ANÁLISIS QUÍMICO DE DIABASAS Y ROCAS ASOCIADAS INTRUSIVAS EN EL GRUPO RORAIMA (Tomado de Moreno y Lira, 1.977)

En Cuchivero y Parguaza, asi como en Imataca y el resto del Norte del Escudo, se emplazaron algunas aplitas y pegmatitas. Las reactivaciones de fracturas y cruce de fracturas, como Guri-Cabruta entre otras, fueron determinantes en el emplazamiento de lámprofiros y kimberlitas, post- Nickerian y pre-Brasiliano Pan Africano (0.85-0.70 Ga) y en la consecuente formación de depósitos diamantíferos primarios y aluvionales.Estudios en el **Macizo de Garzón de Colombia** indican que una secuencia de arco continental de rocas cuarzo-feldespáticas calcoalcalinas a lo largo del Oeste de la margen del Escudo de Guayana fueron metamorfizados a la **facies granulitica hace unos 1.172 Ma** y a la formación de anortositas en Santa Marta (Priem y otros, 1.989). Este grado metamorfico y deformación asociada se interpretó como debida a **colisión continental** (Park 1.992) que condujo a la formación de un gran supercontinente (Rodinia

Neoproterozoico durante la Orogénesis Grenviliana o Nickeriana en los 1.200±100 Ma que además reactivó o modificó la edad de muchas rocas del Escudo Guayanés. El Complejo de San Quintín en el Estado Yaracuy con sus granulitas, anortositas y piroxenitas parece ser un remanente equivalente de Santa Marta y de Grenville, perteneciente al supercontinente Rodinia.

CAPITULO V

LEVANTAMIENTOS MESOZOICO-CENOZOICO

Como consecuencia de ajustes isostáticos epirogénicos, a partir de la **disrupción de la Pangea**, con la separación de Africa de Sur America y la formación y desarrollo del Océano Atlántico, aún en progreso, se produjo un levantamiento general del Escudo de Guayana, en especial del Complejo de Imataca, lo más antiguo comenzó a emerger y a inclinarse hacia el Sur. Levantamiento e inclinación original pudo añadirse durante la Orogénesis del Cenozoico Medio, de fines del Cretácico, cuando se produce una retirada general de los mares en Venezuela, alcanzando su máximo en el Eoceno Superior durante la cual no se registra sedimentación en toda Venezuela, excepto en algunos surcos remanentes. Este levantamiento último ocasionó una más acelerada erosión del Escudo y subsecuente depositación en cuencas localizadas al Norte del Río Orinoco (Olmore y otros, 1.986) y la formación de grabens por reactivación de antiguas fallas al NW del Caura.

Al menos unos seis **niveles de altoplanación** se registran en la Guayana Venezolana, que de más a menos elevados son los siguientes:

Nivel Auyantepui de 2.000 a 2.900 m (posiblemente el más alto sea el nivel Duida-Marahuca con más de 3.400 m.s.n.m.)
Nivel Kamarata-Pacaraima de 900 a 1.200 m.s.n.m
Nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar- Pijiguaos de 600 a 700 m.s.n.m
Nivel Caroni-El Pao-Aro de 200 a 450 m.s.n.m
Nivel Mesa-Guiria-Llanos de 80 a 150 m.s.n.m
Nivel Delta del Orinoco de 0 a 50 m.s.n.m

La edad de formación de las dos primeras más altas es desconocida, aunque Schubert y otros (1.986) estiman que sea Mesozoico. La edad de los otros cuatro niveles (Imataca a Delta del Orinoco) se comenzaron a formar desde hacen unos 40 Ma en el Terciario y se continúan actualmente. **El Nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar-Pijiguaos,** es el más importante desde el punto de vista económico ya que en él se formaron los depósitos de origen supergénico, por lixiviación de sílice y otros componentes solubles, de hierro tipo Cerro Bolívar y de lateritas aluminicas tipo Pijiguaos.

Similares superficies de altoplanación han sido localizadas en Guyana, Suriname, Brasil, Guayana Francesa, Africa Occidental y la India (Gibbs y Barron, 1.993).

Períodos de levantamiento, seguidos de disección en respuesta a tales levantamientos y pendientes paralelas durante sucesivos intervalos de estabilidad se consideran puedan ser la causa de formación de estas superficies de planación. Control tectónico, tipo de meteorización, dómico-esferoidal de los GRP por ejemplo y composición litológica original controlaron y facilitaron el desarrollo de tales superficies.

AGRADECIMIENTOS

Agradecimiento muy especial para mis hijos y mi adorada esposa y compañera de toda la vida *Cande* ***por compartir y sacrificar muchísimos años de nuestras vidas, desde las zonas más alejadas del Amazonas hasta Ciudad Piar, en mi aún en progreso autorrealización, con mi otra esposa la Geología del Escudo de Guayna, contenedora del 80% de la historia del planeta y de recursos naturales tan gigantescos cuyo potencial no ha sido todavía bien estimado. Los más de 3.000.000 de barriles diarios de energía hidroeléctrica equivalentes, los 4.000 millones de toneladas de bauxitas, los 11.000 millones de toneneladas de hierro de bajo tenor y 1.700 millones de toneladas de hierro de alto tenenor, las 8.000 toneladas potenciales de oro, solo son la introducción de las riquezas que nos presenta Guayana para un racional desarrollo sustentable, de las muchísimas otras riquezas que esperan ser descubiertas, evaluadas y desarrolladas, que junto al petróleo y sobretodo a una cada vez más necesaria y mejorada calidad de educación, nos permitan alcanzar una mejor calidad de vidad a todos los venezolanos en una posible gran y desarrollada nación…. No hay justificación para que no lo logremos con el esfuerzo y la autorrealización de todos. Guayana es, inequívocamente, la gran vía a recorrer, sigámosla con vocación y total dedicación….***

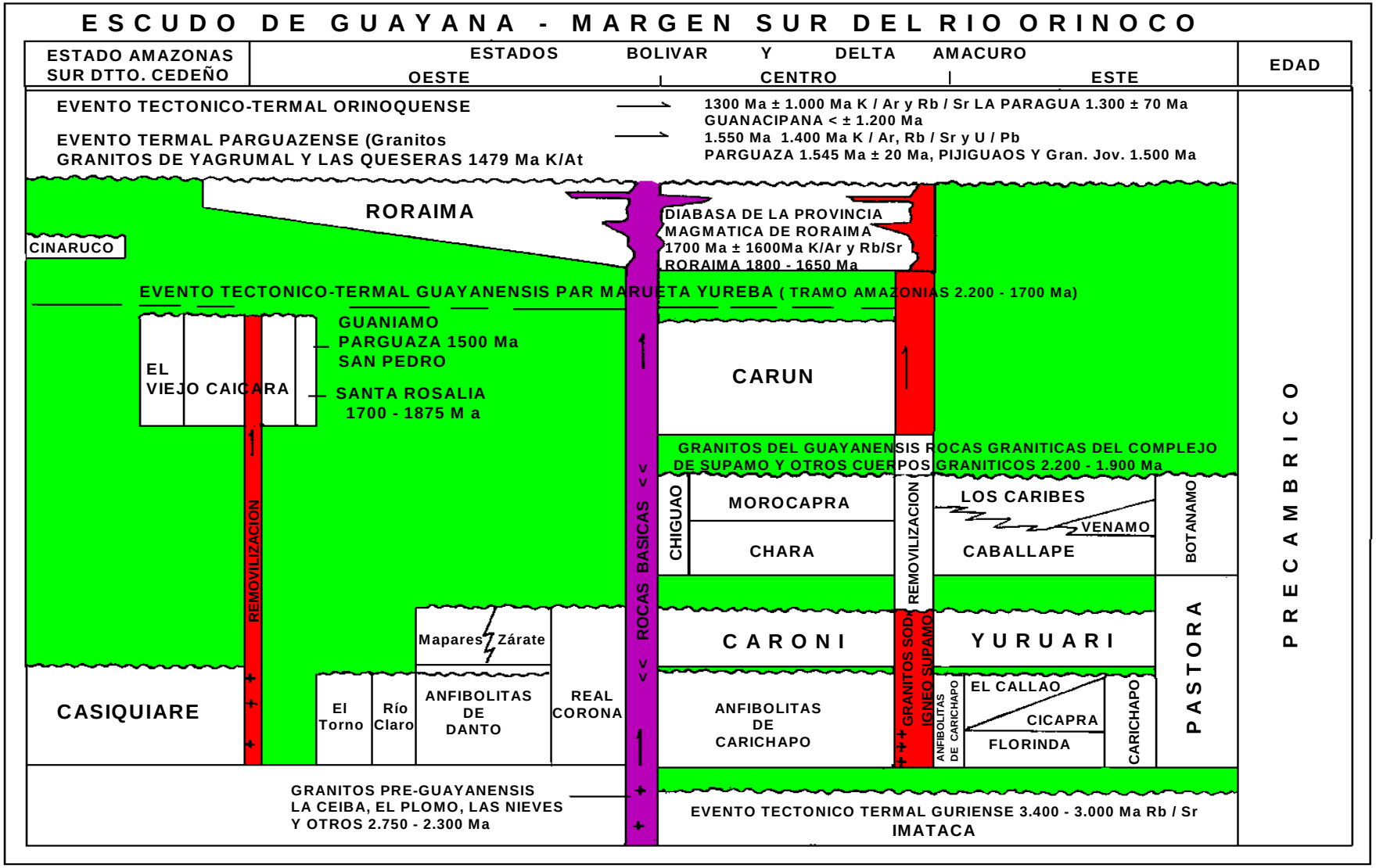


TABLA N 30 **28. SECUENCIAS LITOESTRATIGRAFICAS DEL PRECAMBRICO DEL ESCUDO DE GUAYANA, SEGUN EL LEXICO ESTRATIGRAFICO DE VENEZUELA, 1997.**

B i b l i o g r a f í a

Abbot D. y Isley, A., 2001 "Oceanic upwelling and mantle-plume activity: paleomagnetic test of ideas on the source of Fe in early Precambrian iron formations". En: Geol.Soc. America, Spec. Paper N 352, p.323-340.

Alberdi, Margarita, 1.989, Informe Geológico-Geoquímico de la Zona El Pistón de Uroy-Abaren. En CVG-Tecmin,C.A. Reporte Anual.

---------- y Contreras, Gloria, 1.995. Estratigrafía del Grupo Roraima Interpretación Petrológica en la Región Noreste del Parque Nacional Canaima. Estado Bolívar, Venezuela. En Geology And Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield,U.S.Geological Sur. Bull., N 2124, p. 11-119.

Aponte, Edgar 2005 "Geología y evolución geodinámica del Cinturón de Rocas Verdes Paleoproterozoico de Guasipati, en el Escudo de Guayana, Venezuela": Tesis de Grado, Universidad de Oriente, Ciudad Bolívar.

Aray, F y Balcusio, M, 1.997. Sección Geológica-Minera. Perfil Geológico de la Mina Colombia, El Callao, Estado Bolívar, Venezuela. En VIII Cong. Geol.Venezolano, T I. P. 7-14

Ascanio, T.,Gustavo, 1.975. El Complejo de Imataca en los alrededores de Cerro Bolivar, Venezuela. En Conf.Geol.Interguiana. 10th. BelBrasil. Mem. P. 181-197.

---------- Yacimientos de Mineral de Hierro del Precámbrico de Venezuela. 1 Simp. Amazónico. Caracas, MEM, Pub.V 10, p. 464-473.

----------, Mendoza, V., Candelaria, J., García, A., 1.985. Sección Geológica La Escalera-Santa Elena, Estado Bolívar,Venezuela VI Cong.Geol.Venezolano, T 3, p. 1.409-1.431.

---------- , Scherer,1.989. Reconocimiento Geológico del Area de Tapirapeco,T.F.Amazonas. VII Cong.Geol.Venezolano, I, p. 42-54.

Barajar, W.R.A., Ernst, R.E., Hulbert, L and Peterson, 1996,"Longitudinal Petrochemical variations in the Mackenzie dyke swarm, NE Canadian Shield". En: Jour. Petrol. V 37, p. 317-359

Barrios, Fernado, Cordani, H y Kasawachita, K., 1.985. Caracterización Geocronlógica del T.F. Amazonas, Venezuela. En VI Cong. Geol. Venezolano, V 3 p. .1.432-1.480.

Barth, M.G, Rudnick, R.L, Carlosn, R.W., Horn, I yMcDonough W.F., 2002 "Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite-tonalite connection in the Archean Man Shield, West Africa": En:Precam. Research V. 118, (3-4). P. 267-283.

Bellizzia, G. Alirio, Pimentel de Bellizzia, Nelly y Rodríguez, Simón, 1.980. Mapa Metalogenetico de Venezuela. MEM, Caracas.

----------, 1.981. Recursos Minerales de Venezuela y su relación a la metalogénesis. MEM Bol.Geo.Pub.Esp. N 8, p.244.

Benaim, Nexin, 1.974. Geología de la Región El Dorado-Anacoco-Botanamo, Estado Bolívar. Conf.Geol.Interguanas.,1972,MEM Pub.Esp.p. 198-206.

----------,**1.997 "**Revisión del Grupo Botanamo. Formación Venamo". En: Bol. Geol. Caracas, MEM, 18 (31), p. 7-10.

Bertani, César y Moreno, Luis, 1.989. Caracterización Mineralógica del Elemento Fósforo en las protomenas y menas del Cerro Bolivar. En Geol. Venezolano VII, T 4, p. 1.746-1.767.

Bernasconi, Alfredo, 1.997. The Geology, Geochemistry and Mineralization of Las Cristinas Gold Deposit. Km 88, Venezuela. En: Simp. IV Del Oro en Venezuela, AVO. Resumen

Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, W.B. y Pallola, B.J., 1999 "Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin province southwestern of tha Amazonian craton, Brazil,I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications". En: Precamb. Researhc V. 95 (1-2), p. 41-67

Bosma, W, Kroonenberg, S.B, Mass, K y De Roever, E.W.F., 1.983 "Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Suriname" En: Geologie en Mijnbouw, , V 62, p. 241-254..

Briceño, Henry, Tapia, J, Estanga, Y., 1.989. Formación Ichúm,volcanismo ácido delGrupo Roraima. VII Cong.Geol.Venezolano T V.,p.52-81.

Brito, M.F.L, Almeida, M.E., Ferreira, A.L and Monteiro, M., 2.000. Proterzoic acid Plutonism in the Tapajós Province Amazonian Craton Brazil: petrochemistry and ages. En: Ing.Geol.Cong. Rio De Janeiro, Brasil, Agosto 2.000.

Brooks, William, Guerra,A y Nuñez, F., 1.995, Gold Resoures of the Río Chivao Study area. En: U.S.Geol.Surv. Bull N 2124, p.H1 a H4

----------, **Tosdal R y Nuñez, F., 1.995.** Gold and Diamond Resources of the Icabarú Sur, Study Area. En: U.S.Geol.Surv. Bull, N2124 p. 21-29

Buchan, K.L., Ernst, R.E., Hamilton, M.A., Mertanen, S., Pesonen, L.J. y Elming, S.A., 2001 " Rodinia: the evidence from integrated paleomagnetism and U-Pb geocrhonology". En: Precamb. Research V. 110 (1-4) p. 9-32.

Campbell, I.H. 2001 "Identification of Ancient Mantle Plumes". En: Geol.Soc. America. Spec. Paper, N 352, p. 5-22

Cannovas, E y Mendoza, V., 1.997 "Geología y mineralizaciòn aurífera de la mina Tomi, Distrito Aurífero El Callao, Estado Bolìvar, Venezuela". En: Simp. IV Del Oro en Venezuela, AVO, Resumen.

Coen, H.A y Gibbs, A.K., 1.989 "Is the equatorial Atlantic discordant?". En: Precamb. Reser. V 42. p.353-369.

Condie, K.C., 1997 "Plate Tectonics and Crustal Evolution". En: 3 ed. Butterworh-Heinemann, Oxford, 282 p.

----------, 1998 "Episodic continental growth and supercontinents: a mante avlanche connection?". En: Earth Planet. Sci. Let. 163, p. 97-108

Condie, K.C y Sloan, R.E., 1.998 ".Origin and Evolution of Earth: Principles of Historical Geology" Ed. Prentice Hall, New Jersey USA, 498p

Cordani, U.G y Brito Neves, BB, 1.982"The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic"En: Revista Brasilera de Geociencias, V. 12, n 1-3, p. 78-88.

Cordani, U. G y Sato, K., 1.999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoids rocks. En: Episodes, Jour of Internt Geosc. Vol 22, N 3, p.167-173.

----------, Teixeira, C, Tassinari, C.G. y Basei, M.A., 2.000. Crustal Evolutión of the South America Platform. En:Tectonic Evolution of South America, p. 19-40 Pub. Esp. 31 Int Geol C.

----------, **Teixeira, C, Tassinari, C.G., Kawashita K y Sato, K., 1.988.**The Growth of the Brazilian Shield. En: Episode, V.11 (3)p. 163-167.

Coutingho, M.G., Santos, J.O.S. Fallick, A.E. y Lafon, J.M., 2.000. Orogenic gold Deposits in Tapajós, Mineral Province, Amazon,Brazil.En:31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasi. Agosto 2.000

Cox, D., Wynn, J.C., Sidder, G.B.,Page, N.J., 1.993. Geology of the Venezuelan Guayana Shield. En: U.S.Geol.Surv. Bull N 206, p.9-15.

Condie, K.C., 1997, "Plate Tectonic and Crustal Evolution", 4th Edition. Oxford, U.K, 282p

----------, 2000, "Episodic Continental Growth Models". En: Tectonophysics, V 322, p 153-162.

Channer, D.M., Der y Cooper, R.E.C., 1.997. The Guaniamo Diamond Region, Bolivar State, Venezuela. A new kimberlite Province. En: VIII Con.Geol.Venezolano, T. 1, p. 143-146.

----------, **and Anderson, p.F.N., 2002, "**Volcanogenic Massive Sulphide Occurrences and Potential in Venezuela, with emphasis on the Guayana Shield". En: Geol. Assoc. of Canada, Espe. Publ N 2, p 293-312

----------., **Egorov A., and Kmisnky, F., 2001 "**Geological and Tectonic Setting of the Guaniamo Kimberlite Sheets, South-West Venezuela". En: 8th Int. Kimberlitic Conf., Long Abstract.

----------, **2001 "**Geology and Structure of the Guaniamo Diamantiferous Kimberlite Sheets, South-West Venezuela". En: Rev. Brasilera de Geociencias, V 31 (4), p. 615-630.

Chase. R., 1.965. Complejo de Imataca, Anfibolita de Panamo y Trondjemita de Guri.En: MEM. Bol.Geol. V 7, N 13, p. 105-215.

Dall´ Agnol, R., Lafón , J.M. y Macambira, M.J.B., 1.994. Proterozoic anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Cratón. En: Miner. Pertrology, V 50, p. 113-138.

----------, Costi, H.T.,Leite A.S.S., Magalha, M.S y Teixeira, N.P. 1.990 Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. Prec. Research. V. 95 (1-2), p. 9-39.

----------, Bettencourt, J.S., Botelho, N.F., Klein, E, 2.000. Granites and related tin and gold deposits in Brazil. En: Int.Geol.Cong.Brasil.

Dall' Agnol, R., **Costi, H.T., da S.Leite, A.A., de Magalhaes, M.S., y Texeira, N.P., 1.999.,"**Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas". En: Prec. Research, V 95, p. 9-39.

Dardenne, M. A and Schobbenhaus, C., 2.000. The Metallogenesis of the South America Platform. En 31. Int. Geol. Congr. Rio Janeiro.

Day, Warren, Tosdal, R., Acosta J, Arospon, L, Carvajal, E, Cedeño E, Loury, G.Martinez, L.F., Noriega, J.A., Núñez, F, Rojas J y Prieto F,1995 "Geology of The Increíble Mining District and U-Pb Age Of the Early Proterozoic Guayana Shield". En: U.S.Geol. Survey, Bull N 2124, p.E1 a E13.

De Andrade, A.F., 1.985 "Depósitos de Ouro na Regiao Tapajos-Sucundari". En: I Simpo. Amazònico Pto Ayacucho. MEM Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. N 10 p. 499-509.

Del Ollo , D, Tapia, J y Sinfontes R., 1.989. Estudio Geológico-Geoquímico en la Región La Hoyada-Icabarú, Gran Sabana, Estado Bolívar. En: VII Cong. Geol. Venezolano, T III, p. 1.787-1.812.

Delor, C., Rossi, Ph, Cocherie, A.,Capdeville, R, Peaucat, JJ and Vidal, M.,1. The French Guyana Basement Revisited: New Petrostrural and geochronological results and correlations with West African Shield. En: Gong. Brasileiro de Geol. 4 Belo Horizonte Anais, p. 49.

Dohrenwend, J.C., Yanez G.and Lowry, G., 1.995. Cenozoic Landscape Evolution The Southern Part of the Gran Sabana, Southeastern, Venezuela. Implications for the Occurrence of Gold and Diamond Placers. En: U.S.Geol.Surv. Bull N 2121-A,p K1 -K17.

Dorr, J.V.N., 1.973. Iron Formation in South America. En: Precambrian Iron Formation Of the World. Econ. Geology. V 68, N 7, p. 1.005-1.022

Dos Santos, B. 1.985 "Geología e potencial mineral da Regiao dos Carajas". En: I Simpo. Amazònico, Pto. Ayacucho. MEM Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. N 10, p. 510-528.

Dougan, T.W., 1.974. Cordierite gneisses and asocciated lithologies of the Guri Area NW Guayana Shield, Venezuela. En: Cont. To Min and Petrol V 46, p. 169-188.

----------1.975. A petrology model for the Imataca Complex in an Area near Cerro Bolívar. Part I. En: Asoc.Venezolana Geol.Inf V 18, N 2, p. 127-145.

----------1976. Origen of the Trondjemitic Biotite-Plagioclase-Quartz Gneiss from the Venezuela Guayana Shield.En: Prec.R. V3,p.317-342.

----------,1.977. The Imataca Complex, near Cerro Bolívar, Venezuela. A calc-alkaline Archean protolite. En: Prec. R. V4, p. 237-268.

Emslie, R.F., 1.991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations.En Haapla, I, Condie K.C eds. Precambrian granitoides, petrogenesis, petrochemistry and metallogeny. Prec. Res. 51, p173-192

Engineerign And Mining Journal, 1.987, Gold could be a key to Venezuela's Econonomic Future. Oct. 1.987. V 118,p. 166-167

Ernsts, R.E., Head, J.W., Parfils, E and Wilson, L., 1.995 "Giant radiating dykes wsarms on Earth and Venus". En: Earth Sci. Rev. V. 39, p. 1-58

Espejo, Anibal, 1.974. Geología de la Región El Manteco-Guri, Estado Bolivar, Venezuela. En: MEM Bol.Geol. Pub.Esp. N6, p. 207-248.

Ernst, R. E y Buchan, K.L, 2001 " Mantle Plumas: Their Identification Through Time". En: Geol. Soc. America. Spec. Paper N 352, p. 593

Evans, D.A., 1.998. True polar wander, a supercontinental legacy. En: Earth Plant. Sci.Letter N 157, p. 1-8

Fermin, T., N, y Tosiani T., 1.997, Caracterización Geoquímica del Flanco Noroeste -del Estratiforme Complejo Mafico-Ultramáfico en la región de Cerro Piedra del Supamo, Estado Bolívar. En: VIII Cong.Geol.Venezolano,T.I,p.257-265.

Ferenencic., W 1.969. Geology of the San Isidro Iron Ore Deposit, Venezuela. En: Min. Deposits. V 4, p. 283-297.

Fernández, Ali, 1.995. Exploración Geofísica en el Area de Bochinchito, Venezuela. U.S.Geol.Surv Bull 2124, p. D 1 a D17.

Fuck, R, Pimentel, M, Brito Neves, B.B. 2.000. Archean and Proterozoic geology of Brazil: an review. En: 31 Int. Geol. Cong. Brasil. 2.000

Goodwin, A.M. 1991 "Precambrian Geology: The Dynamic Evolution of the Continental Crust". En: Academic Press, London, 666 p.

García, V., 1.989, Delimitación de areas de acumulación de oro, mediante Geoquímica De suelos. El Porvenir, T.F.Amazonas.En: VII Cong. Geol. – Venezolano T. IV, p. 1.813-1.838.

Gaudette, H., Mendoza V., Hurley, P.M. y Fairbarin, N.W., 1.978. Geology and AgeOf the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela. En: Geol.Soc.America, Bull V 89, p. 1.335-1.340.

----------, **1985 "**Determination of Radiometric Ages, Amazonas Territory, Venezuela".En: I Simpo. Amazónico Pto. Ayacucho., MEM Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. N 10, p. 733-746.

---------- **y Olszewski, W., 1.985.** Geochronology of the Basement Rock Amazon Territory, Venezuela and Tectonic Evolution of the Western Guiana Shield. En: Geol in Mijnbouw, V 64, p. 131-143.

---------- **y Santos, J.0.S., 1.996.** Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana Shield, state of Roraima, Brasil.En: Jour of South American Earth Sciences, 9 (3/4), p. 183-194.

Geoconsulta,C.A.,1.996"Catastro de vetas ubicadas en las concesiones Minerven 1-12"

Ghosh, S.K., 1.977 "Geología del Grupo Roraima en Territorio Federal Amazonas". En: Cong. Geol. Venezolano 5, Caracas, Mem. V 1, p. 167-193.

---------- **1.985.** "Geology of the Roraima Group and its implications". En: Simp Am1, Caracas, 1.981.MEM Pub. Esp. V 10, p. 31-50.

---------- **1.987 "**Proterozoic volcanic rocks of the northern Guiana Shield, South America". En: Pharoad, T.C y otros, eds. "Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic rocks", Geol. Soc. of London, Spec. Publ. 33, p. 275-288

Gibbs, A.K., 1.993. The Geology of the Guayana Shield. Ed por N.Y.Oxford Universty Monography on Geology and Geophysics, 22, p. 246

---------- **y Barron, C.N., 1.983 "**The Guiana Shield reviewed". En: Episodes V 2, p. 7-14.

Gibbs, A.K y Olszeski, W.T., 1.982, Zircon U-Pb Ages of the Guayana Greenstone -Gneiss Terrane. En: Prec. R.esearch V 17, p. 199-214.

Glikson, A.Y., 1.976. Earliest Precambrian ultramáfic-mafic volcanic rocks: ancian crust or relic terrestrial maria? En: Geology, V4, p. 201-206

----------, **1.980.** Precambrian sial-sima relations. Evidence for Earth expansion. On: Earth Sci. Rev. V 63, p. 193-234.

Goldfarb, R.J., 2.000. Tectonic Settings and Temporal Evolution of Orogenic Gold Deposits. En: 31 Int Geol. Cong. Rio de Janeiro,Brasil. 2.000 **.**

----------**, Groves, D.I., and Gardol, S., 2001 "**Orogenic gold and geologic time: a global sinthesis". En: Ore Geology Rev. V 18, 1-2, p. 1-75

----------**, Groves, D.I. y Gardoll, S., 2001** Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. En: Ore Geology Reviews, Vol 18 (1-2), pp 1-75

Gonzalez, S.R., Araujo, J.F.V., Faria, M.M. 2.000. Regional Geology of the upper Rio Negro River area, Amazon, Brazil. En: 31 Int. Geol.Cong.Brasil

González de Juana, C., Iturralde, M y Picard, X., 1.980. Geología de Venezuela y Sus cuencas Petrolíferas. Ed por Foninves, Caracas. 2 V.

Goodwin, A.M., 1.991. Precambrian Geology – The dinamic Evolution of the Contin-ental Crust. Ed por New York Academikc Press, 655 p.

Gray, F., Nuñez, F., Wynn, J., Sidder, G.B. , Davila, F y Baez, A., 1.995 "Geology and Geophysics of the Sierra Verdún-Cerro de Piedra del Supamo Area, Estodo Bolivar, Venezuela". En: U.S. Geological Survey Bull 2123, Washington, 1.965, p.F 1-F20.

Gross, G.A., 1.995. Stratiform Iron: Lake Superior Type Iron Formation- Algoma Type Iron Formation, and Ironstones. En: Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Geol. Sur. Of Canada, Geology of Canada V 8, p. 41-80.

Gruau, G., Martin, H., Leveque B., Capdevila, A.R., 1.985. Rb/Sr and Sm/Nd geochronology of lower Proterozic granite-greenstone tarrains in French Guiana, South America. En: Prec. Researc. V. 30, p. 63-80.

Guillioux, Luis, 1.997 "El Distrito Aurífero de El Callao, Concesiones 1 a la 12 de CVG Minerven". Inf. Int. CVG Minerven, 82 p.

Haapala, I y Ramo, O.T., 1.992. Tectonic setting and origin of Proterzoic Rapakivi Granites of Southeastern Fennoscandia. En: Transt. Royal Society Edimburg, Earth Sciences V 83, p. 165-171.

----------,1995. Geology of the Rapakivi Granites. A Review. En: Symp. On Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. V. 4.

Hargraves, R.B., 1.978. Problems y Paloemagnetic synthesis illustrated by results from Permo-Triassic Dolerites in Guayana Shield. En: Physics of the Earth, and Planetary Interiors, V 16, p. 277-284.

Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T. y Reed, M.H., 1.995 "Olympic Dam ore genesis: a fluid mixing model." En: Economic Geology V.l 90, N 2, p. 281-307.

Hildebrand, R.S., 2005 "Authocthonous and allochthonous strata of theEl Callao greenstone belt: implications fot the nature of the Paleoproterozoic Trans-Amazoninan orogeny and the origin of the gold-bearin shear zones in the El Callao mining district, Guayana Shield, Venezuela". En:

Hoffman, P. F., 1.991. Did the breakaout of Laurentia turn Gondwanaland inside out En: Sciences, V 252, p. 1.405-1412.

----------, Kaufman, A., Halverson, G.P. y Schrag,D.P. 1.998. A Neoproterozoic snowball Earth. En Sciences, V. 281, p. 1.342-1.346.

Howe, D.J., Swanson, A.E and Rojo, J., 1.984. An overview of the Camorra Mine.Bolivar State, Venezuela. En: Simp. Int.Oro,Caracas, AVO. P.162-183.

Hurley, P.M., Fairbairsn, H.W., Gaudette, H, Mendoza, V. y Espejo, A., 1.977. Pregress Report on Rb-Sr age in Dating Northern Guayna Shield. En: Cong. Latinoamericano 2, Caracas.MEM Pub.Esp. 7 ,p 3035-3044.

Hutschison, R.W., 1.987. Metallogeny of Precambrian Gold Deposits Space and Time Relationships. En: Econ. Geology., V 82, p. 1.993-2.007.

James, H.L. and Sims., P.K., 1.973. Precambrian Iron Formatios on the world. En:Econ.Geol. V. 68, N 7, p. 913-1173.

Jones, J.P,Yamapa, E., Marques, E.M., Yokui, G.M., y Yamamoto, M.F., 1. Some Aspects of the Geology of the newly discovery tin deposits Of Brazil. En: Mining Latin America. Chile, p. 165-182.

Kalliokoski, Joseph., 1.965. Geology of the North-Central Guayana Shield, Venezuela En: Geol.Soc. of America. Bull. V78, p. 1027-1050.

Kaminsky, F.V., Zarkhachenko, Channer, O.P. Bunova, C.K. y Bulanova,G 1989 Diamonds from the Guaniamo Area, Bolivar State, Venezuela. VII Cong.Geol.Venezolan, T. 1, p. 427-430

----------, **Sablukov, S.M., Sablukova, L.I and Channer, D.M. De R., 2004 (in press): "**Neoproterozoic anomalous Kimberlites of Guaniamo, Venezuela: Mica Kimberlites of isotopic transitional type. " En: 8th Int. Kimberlite Conference.

----------,----------, Khachatyran, C., and Channer, D. M. DeR., 2004 "Diamonds fron the Los Coquitos Area, Bolivar Stante, Venezuela". En: (press) 8th Ing. Kimberlite Conference.

Keats, W., 1.974. The Roraima Formation in Guayana. En: 2 Cong.Latinoamericano Geol. , Caracas, 1.973. MEM Pub. Esp. N 7, V 2, p. 901-940.

Klar, W., 1.979. Geochronology of the El Manteco-Guri and Guasipati Area Venezuea Guayana Shield. En: Cleveland and Western Res.Univer. Ph D. - Thesis, 163 p.

Kroonemberg, S.B., 1.982. A Grenvillian Granulite Bell of the Colombia Andes and Relation to the Guayana Shield. En: Geol.in Mijnbow V 61, p325-333.

----------, 1.985 "El borde occidental del Escudo de Guayana". En: I Simpo. Amazónico, MEM. Bol. Geol. Caracas., Pub. Espec. N 10, p. 51-63

Ledru, P., Johan, V., Milesi, J.P. and Tegery, M., 1.994. Marques of the last stage The Paleoproterozoic Collision-Evidence for a 2 ga. Continent.En Involving Circunsouth Atlantic Provinces, V 69 p. 169-191

---------- y Melesi, J.P., 1.994. Geology of Guayana and Weste Africa. En: Simp. Oro Caracas. AVO. P.77-85.

Lenharo, S.L.R., 1.998 "Evolucao magmatica e modelo metalogenetico dos granitos mineralizados da regiao dePitinga, Amazonas, Brasil": En: Doctorate Thesis Univ. Sao Paolo, 290 p.

Lira, Pedro, Martinez, J., Rodríguez, B y Sosa, C., 1.985. Reconocimiento GeológicoDe la Zona de Botanamo-Akarabisi, Estado Bolivar. En: VI CongGeol. Venezolano, T. 3 , p. 1758-1782.

Locher, Eugenio, 1.974. Oro en Venezuela. En: Cong. Interguayanas Pto Ordaz, 1972,MEM, Pub. Esp. N 6, p. 558-587.

Luepke, J.J. y Lyons, T.W., 2001 "Pre-Rodinian (Mesoproterozoic) supercontinental rifting along western margin of Laurentia: geochemicla evidence from the Bel-Purcell Supergroup". En: Precamb. Research V. 111 (1-4), p. 79-99

Maccuaig, T.C., Allikbone, A.H., Etheridge, M.E., Harris D.,Munroe, S., Amano 2.000. Geological Controls on the genesis and Geometry of the Giant Ashanti Au Deposit. En: 31 Int.Geol.Cong. Brasil. 2.000.

Marcano, R., Bertani, C., Moreno, L y Guilarte, A., 1.989. Geología del Yacimiento Los Barrancos. En: VII Cong.Geol.Venezolano,T.1, p.1859-1876

Mariano, A.N., 1.989 "Economic geology of rare earth elements". En: Lipin and others, eds. Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy, V. 21, p. 309-337.

Mariño, Noel, Ramírez, Z., Meléndez W., 1.997. Geología del Yacimiento de Bauxita De Los Pijiguaos y sus alrededores.Proposición para una excursiónGeológica. En: VIII Cong.Geol.Venezolano, T. 1, p. 33-40.

Martín F., Cecilia, 1.974. Paleotectónica del Escudo de Guayana. En: Conf.Geol.Inter.-Guayanas, Pto.Ordaz,1.972. MEM Pub.Esp.N 6, p. 251-305.

----------, **1.985 "**Estratigrafía y Tectónica de la Región Caroni-Aro-Paragua, Venezuela. (Resumen). En: I. Simp. Amazònico. Pto Ayacucho. MEM. Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. N 10, p. 64.

Martin, H, Peucat, JJ., Sabete, P y Cunha, J.C., 1997 "Crustal evolution in the arly Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahía State, Brazil". En: Precam. Research, V 82 (1-2), p. 35-62

Martinez, F., Zerpa w:; Esis, L., 1.992 "Geologìa y Geomorfologìa del Sector Boca de Ocamo-Salto Guaharibo, Alto Orinoco, Territorio Federal Amazonas, Venezuela". En: Soc. Venezolana de Geol., Bol. V.44, p. 31-41

----------**y Martinez, R.O, 1.992 "**Reconocimiento geológico y geomorfològico del área del rio Cunucunuma-Duida, Territorio Federal Amazonas, Venezuela". En: Soc. Venezolana de Geol. Bol. V. 44, p. 47-61

Martinez, Felix, Gómez, M.,Villasana C y Funnes M., 1.997. Potencial Económico Las Rocas Graníticas de la Región de Guayana. En: VIII Cong.Geol. Venezolano, T. 2, p. 69-75.

Medina, Noris, Vargas, J., Briceño, A, 1.997. Caracterización Física, Química y Metalúrgica del Mineral de Hierro para ser usado en los procesos de reducción directa.En: VIII Cong.Geol.Venezolano, T. 2, p.85-91.

Mendoza, S. ,Vicente, 1.972. Geología del Area del Río Suapure, parte Noroccidental del Escudo de Guayana. En: MEM Bol.Geol.Pub.Esp.N 6, p306-336

----------**1.973"**Evolución tectónica del Escudo de Guayana (Resumen). Cong. Latinoamericano de Geol. II, Caracas, Nov. 1973, Resúmenes, p. 75

----------,1.974. Geology of the Suapure River Area, NW Guiana Shield Venezuela. En: State University of New York, at Binghamton, Ph. Disertation, 230 p.

----------,1.975. Estudios geoquímicos del no-tectonizado Granito Rapakivi de El Parguaza Noroeste Guayana Venezolana. En: Conf.Geol. Interguayanas , 10 , Belem, Brasil, Memoria, p. 628-656.

----------, 1.977 a. Evolución Tectónica del Escudo de Guayana. En: 2 Cong. Latinoamericano Geol.Caracas,1.973.MEM Pub.Esp.N 7, V3,p2237-2270.

----------.**1.977 b.** Petrogénesis de rocas volcánicas (piroclásticas) precámbricas del noroeste del Escudo de Guayana. En: V Cong.Geol.Venezolano. T 2, p. 555-589.

----------, 1.985. Potencial Aurífero de Guayana: Trabajo en Progreso. En:**VI** Cong.Geol.Venezolano, T. 6 p. 4038-4068.

----------,**2.000.** Geotectonic Evolution of Guayana Shield, Venezuela. En: **31 Int. Geolog. Congress,** Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000.

----------, **Benaim, N y Sosa C., 1.974 "**Grupo Roraima: una revisión". En: Simp. Sobre la Geología del Escudo de Guayana. Dir. Geol. Min. Upata, Octubre 1.974, 9 p.

----------**Ríos, J-.H., Moreno, L.A.,Benaim, N y Tepedino, V., 1.975.** Evolucion geoquímica de rocas graníticas de la Guayana Venezolana.En: 10 Cong.Interguianas, Belem,Brasil, 1.975,Mem. P.558-575.

----------, Moreno, L, Barrios, F., Rivas D., Martínez, J, Lira, P., Sardi, G y Ghosh, S.K.,1.977. Geología de la parte norte del Territorio Federal Amazonas, Venezuela (informe en progreso).En: V Cong. Geol. Venezolano, T. 1, p. 363-404.

---------- y Canova, Eddie, 1.997. Geología y Mineralización del área de Tomi Guayana Venezolana. En: IV Simp del Oro,Caracas,AVO.

Menéndez, V. de, A., 1.968 "Revisión de la estratigrafía de la Provincia Pastora, según el estudio de la Región de Guasipati, Guayana Venezolana". En: MMH, Bol. Geol. Caracas B 10, N 19, p 309-338

----------1.972. "Geología de la Región de Guasipati, Guayana Venezolana". En: IV Cong.Geol.Venezolano, MEM Pub.Esp. N 6, p. 49-67.

………**1.994,** Cinturones de Rocas Verdes del Escudo de Guayana en Venezuela, Revisión Estratigráfica. En: III Simposio Internacional del Oro en Venezuela. Libro de Memorias. Asoc. Venez del Oro, Caracas, p. 123-139.

……., Ríos, J:H.,Weingarten, B.Y y Ticona, Y.,1.985. Caracteristicas Geológicas de la parte Noroeste del Yacimiento de Bauxita de los Pijiguaos, Estado Bolívar, Venezuela. En: 1 Simp.Amazónico Caracas, MEM, Pub.Esp. N 10, p. 548-570.

Meyer, H.O.A, y Macallum, H.E., 1.993, Diamonds and their sources in the Venezuela portion of the Guiana Shield. En: Econ. Geology, V 88, p. 989-998.

MacCandless, G.C., 1.965. Reconocimiento Geológico de la Región Noroccidental del Estado Bolívar. En: MEM, Bol.Geol. V 7, N 13, p. 19-28.

Milesis, J.P., Ledru, P, Fleybess, P., Alain, D y Marcoux, E., 1.991. Early Proterozoic Ore Deposits and Tectonics of the Birrimian Orogenic Belll, West - Africa. En: Prec.R. V 58, p. 305-344.

----------, **Ledru, P., Marcoux, E., Mougeot, R. Johan, V., Lerouge, C, Sabeté Bailly, L y Respaut, J.P., 2.000.** The Jacobina Paleoproterozoic Au conglomerates (Bahia, Brazil): A hydrothermal shear-reservoir model. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasi. 2.000.

Miller, A.R., 2.000. Comparaison of the Paleoproterozic Uraniniferous Siliciclastic Basic Thelon and Athabasca Basins, Westermn Churchill Province, Canada To the Roraima Basin, Amazonian Craton/Guiana Shield, South America. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000.

Ministerio de Energìa y Minas, Dirección General Sectorial de Servigeomin y Dirección deGeologìa, 1.997 "LÉXICO ESTRATIGRAFICO DE VENEZUELA, 3 a. Edición". En: Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. N 12.

Miron Valdespino, O.E. y Constanzo Alvarez, V., 1997 "Paleomagnetic and rock magnetic evidence for inverse zoning in the Parguaza batholith (southwerstern Venezuela) and its implications about tectonics of the Guayana Shield.". En: Precam Research, V. 85 (1-2) p. 1-25.

Mitchell, R.H., 1.986 "Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology". En: Plenun Press, New York, 442 p.

----------, **1.991 "**Kimberlites and lamproites: primary sources of diamonds". En: Goesciences Canda. V 18 N 1-, p. 1-16.

Montalvao, R.M.G., 1.975 "Grupo Uatuma do Craton Guianes". En: Conf. Geol. Interguianas, 10 Belem, Brasil., 1.975 Mem. P. 286-339.

Montalvao, R.M.G., Muñiz, M. Isler, R.S., Dall`Agnol, R.Lima, M.I.C., Fernandes, P. Y da Silva, G., 1.975 "Folha NA 20 Boa Vista e parte das Folhas NA 21, Tumucumaque, NB 20 Roraima e NB21 Parte 1-Geologia". Projecto Radambrasil, V. 8, p. 13-136.

Montgomery, C.W., 1.976. Uranium Lead Geochronologyof the Archean Imataca Series. Venezuelan Guayana Shield. En: Cont to Min and Pet, V. 69,p. 167-176.

Moreno, L., 1.985 "Geologìa de la Región del Alto Supamo". En: I Simp. Amazònico Pto. Ayacucho. MEM, Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. N 10 p. 72-99

Moreno, L.A y Mendoza, V., 1.975. Petroquímica de Rocas Graníticas del Alto Supamo de la Guayana Venezolana. En: 10 Conf.Interguanas, Belém Brasil, , Mem. P. 430-452.

----------, Lira, P., Mendoza, V y Ríos, J.H., 1.975. Análisis de edades radiométricas en la parte Oriental de la Guayana Venezolana y eventos tectonotermales registrados. En: V Cong. Geol. VenezolanoMEM, V 2, 505-518.

----------, **Lira, P. Y Tylki, R., 1985 "**Reconocimiento Geológico del Alto Paragua". En: Simposio Amazónico 1. Puerto Ayacucho, 1982, MEM Dir. Geología , Pub. Esp. 10, Caracas, p. 100-115

----------, y Bertani, 1.985 a. Mineralogía de algunas menas del Cerro San Isidro y sus implicaciones genéticas. En: VI Cong.Geol.Venezolano,T 6, p. 4133-4156.

----------,1.985 b. Caracterización química de Yacimientos de Bauxita de los Pijiguaos e influencia de las estructuras y morfologías en el enriquecimiento de las minas con énfasis en el Bloque 3 de dicho yacimiento. En: VI Cong.Geol.Venezolano, T 6, p. 4069-4132.

Mowat, J.R. y Assoc. 1.967. The Sosa Mendez-Unión Mine, EstadoBolívar.Ore reserve Assessment, Phase I. 71 pag. Inf. Int. MEM (MOCCA).

Nassichuck, W.W., 2.001 "Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral chemistry and Candian examples". En: National Resources Canada, Geol. Surv. of Canda, Bull N° 423, p.86 p.

Neves, B.B., Neto, M.C and Fuck, R.A., 2.000. From Rodinia to Western Gondwana:an Approach to the Brasiliano-Pan Africano Cycle and orogenic collage. En: 31 Int Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000.

Nixon, P.H., 1.988. Diamond Source Rocks from Venezuela. En: Ind.Diam.Quat V53/p23-29

----------, Davis,G.R., Conduffe, E., Baker, N.R. y Baxter, B., 1.989. Discourse of ancient sources rock of Venezuelan diamonds. En: 28 Int. Geol.Cong. Washington, USA, Workshop on Diamond, p. 73-75.

----------, Davis, G.R., Rex, D.C. y Gray, A., 1.992. Venezuelan kimberlites. En Jour. Of Volc and Geoth Res V. 50, p. 101-115.

----------, P.H. Griffi, W.L., Davies, G.R., Conduffe, 1.995. Cr Garnet indicators of Venezuela kimberlites and their bearing on the Evolution of the Guayana Craton. En: Kimberlites and related rocks, V 1, Brasilia, p.378-380.

Nomade, S., Chen Y., Féraud, G-. Puchet A., y Théveniaut, H., 2001, " First paleomagnetic and 40 Ar// 39 A study of the Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guyana Shield". En Precamb. Research, V. 109 (3-4) 239-246

Norcross, Ch., Davis, D.W., Spooner, E.T.C y Rust A., 2000 "U-P and Pb-Pb age constrainsts on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield". En: Precam Research, V 102 (1-2) p. 69-86.

Oberthur, T., Vetter Sc, Schartz,, M.0. Weisser, Amanor, T.H. Gyapong, W.,1.991. Gold Mineralization at the Ashanti Mine, Abuasi. Ghana-Ladeira,E.A. Brazil Gold, 91, p. 533-537.

----------, **Davis, D.W., y Amanor, J.A., 1998 "**Age constraints on gold mineralization and Proeterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana". En: Precamb. Reserach V. 89 (3-4-) p. 129-143.

Olmore, S.O. and Estanga, Y., 1.989 "Reconnainssance observations ot a Tertiary (?) Graben near Pie de Salto on the Caura River, Guayana Shield, Venezuela". En: Cong. Geol. Venezolano 7th, Barquisimeto, Mem. V 1, p. 114-123.

Olmore, S.O. and García, A., 1.990. Cenozoic Tectonica evolution of the Norterrn of The Guayana Shield, Bolivar State, Venezuela. En: Geol.Soc.of America V 22, N 7, p.337-345.

Onstott, T.C., Hargraves, R.B y York, D., 1.984. Dating of Precambrian diabases, dikes of Venezuela Using Paleomagnetic and 40 Ar/39 Ar Methods En: 2 Sim Amazononico Manaus, Brasil., p. 513-518.

Oreskes, N y Einaudi, M.T., 1.990 "Origen and rare earth element-enriched hematite breccias at the Olimpic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia". En: Economic Geology Vñ 85, N 1, p. 1-28.

Park, J.K., 1.994. Paleomagnetic constraints on the position of Laurentia from middle Neoproterozoic to early Cambrian times. En: Prec. Resear. V95,p112

Pascuali, Jean, 1.981, "Exploración de uranio en Venezuela-Situación a fines de 1.978" En: Uranium deposits in Latin America. Geology and Exploration: Intern. Atomic Energy Ag.Regional Adv. Group Meet. Lima, Perú, 1.978. Proceedings p. 191-204.

----------.,Salazar, R., Peñalosa, A., Rodríguez,S.E., 1.985. Evaluación Geoquímica de los Aluviones de Ti, Sn y Ta en el area de Boquerones y Agua –Mena, Distrito Cedeño de Estado Bolívar. En: 1 Simp. Amazónico.MEM, Pub.Esp.N 10. p. 587-602.

Pérez, H.G, Salazar, R, Peñalosa, A y Rodríguez, S.E., 1.985 "Evaluación geoeconómica de los aluviones que presentan minerales de Ti, Sn, Nb y Ta en el área de Boquerones y Aguamena, Distrito Cedeño del Estado Bolívar y Territorio Federal Amazonas". En: Simp. Amazónico 1st, Caracas., 1.981. Bol. Geol. Pub. Especial, MEM, 10, p. 587-602.

Pinto, C.P., and Pedrosa-Soares, A.C. 2.000. Brazilian gems provinces. En: Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil, Agosto 2.000.

Priem, NHA, Boeinst, NA, Hebeda, E.M, Verdumend, E.A. y Vershure R.H.1.973. Age of the Precambrian Roraima Formation in NE South America Evidence from isotopic dating of Roraima Piroclastic Volcanic Rock in Suriname. En: Geo. Soc. America V 84. p. 1677-1664.

----------. 1.971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian Acidic Magmatism and Nickerie Metamorfphic Episode in the Precambrian basement of Suriname, South America. En: Geol.Soc. of America,V. 82, p. 1667-**1680.**

----------, and others, 1.978. How old are the Supposedly Archean Charnockitic Granulites in the Guayana Shield Basement of Western Suriname South America.En:U.S.Geol.Surv.OpenReport 78-701,p.341-343

----------, and others, 1.982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas Regionof Southern Colombia.En:Geol in MijnowV.61, p221-242

----------, **Kroonenberg, S.B., Boelrijk, M.A.I.M. y Hebeda, E.H., 1.989 "**Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of 1.6 basement u nderlying the 1.2 Garzòn-Santa Marta granulite belt in the the Colombian Andes". En: Precambrian Reser. V 42, p. 315-324.

Pingle, I.R., and Teggin, D.|.985. La edad de Rocas Piroclásticas intercaladas en el Grupo Roraima. En_ VI Cong.Geol.Venezolano.T 3,p. 1915-2008

Ramo, O. T y Haapala, I. 1.995 "One hundred years of rapakivi granites.". En: Mineralogy and Petrology, V. 52, p. 129-185.

Reid, A.R. 1.974. A Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela.En: Conf. Geol.Interguayanas, MEM, Pub.Esp.N 6, p.343-353

---------- **. B.** Proposed Origins of the Guianan Diamond. Geology, V.2, p 67-68

Reis, N.J and Fraga, L.M.,2.000. The Kanuku concept review in the brazilian portion of Guyana belt, Guiana Shield.En: 31 Int. Geol. Cong. Brasil 2.000.

----------, Gomez, M.S., Fraga, L.M. and Hadad R.C., 2.000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the Northern Amazonian craton, Eastern Roraima State, Brazil. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. Agosto 2.000

Renner, P. , y Gibbs, A.K., 1.987 "Geochemistry and petrology of metavolcanic rocks of the Early Proterozoic Mazaruni greenstone belt, northern Guyana". En: Pharaoah, T.C. and others, eds. Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic rocks: Geol. Soc. of Longdon, Spec. Pub. 33, p. 289-309.

Reyes, A y Mayerling, R., 1.994. Consideraciones teórico-prácticas para la consideración de Anteproyectos Auríferos Subterráneos, tomando como referencia la Mina Chile, El Callao, Estado Bolivar. En: tesis de grado, UDO Bolívar, Ing. Minas.

Rincón, H, Zerpa, W y Esis, L., 1.992 "Estudio geològico-geomorfològico del sector rios Pasimoni, Yatùa y Baria del Territorio Federal Amazonas, Venezuela". En: Soc. Venezolna de Geol. B. ,V. 44, p. 22-31

Rios, J.H., 1.972. Geología de la Región de Caicara, Estado Bolívar. En: IV Cong.Geol.Venezolano, MEM Pub.Esp.V 5, N3, p.1759-1782.,

Rivas, D., 1.985 "Geología de la Región de San Fernando de Atabapo". En: I Simp. Amazónico, MEM, Caracas, Bol. Geol. Caracas, Publ. Espec. N 10, p. 122-139

Rivers, T., 1.997 "Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications". En: Precamb. Reser. V 86, p. 117-154.

Rodríguez. S.E., 1.985. Recursos Minerales de Venezuela. En: MEM Bol. Geol. V 1 N 27, p. 228

----------, **1.987 "**Venezuela: Mining International. P. 165-167.

----------, 1.997. Ubicación Tectónica de los cuerpos de kimberlitas de Bolivar Occidental, Venezuela. En: VII Cong.Geol.Venezolan,T 2, p. 335-338.

----------, 1.997. Fajas Comerciales de Granitos Ornamentales en Bolivar norcentral, Venezuela. En: VIII Cong.Geol.Venezolano, T. 2, p331-334

----------, Moya, E., Batista, G.L., Vasquez, J.C., Martín, F.C., Vasquez,, E, Marcano, F y Voger, S., 1.976. Mapa Metalogenético de Venezuela. En: MEM, escala 1: 1.000.000.

---------- y Perez, H.G., 1.982. Ta and Nb Mineralization Related to Granitic Magmatism in Western Bolivar State, Venezuela. En: Asos on the Genesis of oro deposits Simp. 6 Tbilisi USSR 1.982, P. 10.

Rogers, J.J.W.,1.996. A history of the continents in the past three billions years. En: Jour.Geology V 104, p. 91-107.

Rogers, JJ., Dabbagh, M.E.,Olszewski, W.J., Gaudette, H.E., Gremeg, J.K ,Brown B. A., 1.984. Early Post stabilization, Sedimentation and later Growth of -Shields. En: Geology, V 12, p. 607-609.

Rosiere, C.A. and Chemale F., 2.000. Brazilian Iron Formation and their geological setting. En: Int. Geol. Congress. Rio de Janeiro, Brasil. 2.0 Caracas, p.90-110.

Ruckmick, J.C., 1.963. The Iron Ores of Cerro Bolívar, Venezuela. En: Econ.Geol. V 58, p. 218-236.

Salazar, E. y Franco, L.,1.994. Geología del Estado Bolívar, zonas Bochinchito, Marwani-Anacoco y Las Flores-Suasua. En: III Simp. Int.Oro, AVO

Santos, J.O.S., 1.999. New Understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. En: New Development in Economy Geology. Univ. Western Australia, Perth, 10 p

.

----------, Reis, N.J., Hartman, L.A. MacNaugthon , N.J and Fletcher, I.R.,1.999. Associacao anortosito-charnockito-rapakivi do Calimiano do Norte do Craton Amazonico, Estado de Roraima: Evidencias obtidas por geocronología U-Pb (SHRIMP) em zircao e baddeleyta. En :VI Simposio de Geología da Amazonia. Ext. Abst.Bull p502-505

Sarmenteros, A., 1.992 "Gold in Venezuelan Investments Opportunities Handbook 1.992" G.P.O. Salt Lake City, 246 p.

Schmitz, M, Chalbaud, D, Castillo, J. Izarra, C., 2002, "The Cristal Structure of the Guayana Shield, Venezuela from Seismic Refraction and Gravity Data". En: Tectonophysics V 345, p. 103-118

Schulze, D.J. and Harte, B, Valley, J.W. and Channer, D.M. de R., 2003 "Extreme Geochemical Variation Accompanying Diamond Growth Guaniamo, Venezuela". En: 8 th Inter. Kimberlite Conf. Long Abstract. Nature p. 68-70

----------, 2004 "Evidence of Subduction and Crust-Mantle Mixing from a Single Diamond". En: 8 Int. Kimberlite Conference.

Schobdenhaus, C., Campos, D, Darze, G.R. y Asumes, H.E., 1.984. Geología do Brazil. TextoExplicativo do Mapa Geológico do Brazil Adyacente, Incluidos Depósitos Minerais, escala 1: 2.500.000 Brazilia, Dpto. Prou.Nac.Da Minerais, p. 419.

Shubert, C., Briceño, H.O y Fritz, P.,1.986 "Paleoenvironmental aspects of the Caroni-Paragua rivers basin (south eastern Venezuela) ". En: Interciencia, V. 11, p. 278-289.

----------, Fritz, P. Y Aravena, R., 1.989 "Investigaciones paleoambientales en el Macizo de Chimantá, Escudo de Guayana". En: Cong. Geol. Venezolano 7th, Barquisimeto, Mem. V3, p. 1.320-1.342

Schwartz, D and Guiliani, G.,2.000. Emerald Deposits. A review. En: 31 Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brasil. 2.000

Santaella, Teofilo, 1.991. CVG Minerven ganó 328 millones de Bolívares en 1.990.En: Diario El Guayanés, Domingo 28 de Abril de 1.991, p. 7.

Sarmenteros, A., 1.992. Gold in Venezuelan Investments Opportunities.Handbook 1.992. En: G.P.O. Salt Lake City, 246 p.

Sadowski, G.R. y Bettencourt, J.S., 1.966, "Mesoproterozoic tectonic correlations between Eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton En: Precamb. Resear. V. 76, p. 213-227.

Sato, K y Tassinari, C.C.G., 1.997 "Principais eventos do acrecao continental no Craton Ama Zónico baseados em idade modelo Sm-Nd calculada en evolucoes Do estagio unico e estagio duplo". En: Contribuicoes a Geologia Da Amazonia. Costa and others eds. Belém Soo. Brasileira de Geo Ciences p 91-142.

Sial, A.N., Dall'Agnol, R.,Ferreira, V.P.,Nardi, L.V.S., Pimentl, M.M. and Wiedemann, 1.999. Precambrian Granite Magmatism in Brazil. En: Episodes, 22(3),p191-198.

Sillitoe, R.H. and Thompson, J.F.H., 1998 "Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits". En Resour. Geol. 48, pp. 237-350.

Sinclair, H.D. 1997 "Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: the role of the passive margin versus slab breakoff". En: Geology 25, p. 1123-1126.

Short, K.C. and Steenken, W.F.,1.962. Air reconaissance of the Guayana Shiedl from Guasipati to the Río Aro, Venezuela. En: Asoc.Venezolana de Geología, Min y Petroleo. Bol. Inf. V 5, N 7 p. 189-221.

Sidder, G.B., 1.990. Mineral Occurrence of the Guayana Shield, Venezuela. En: U.S. Geol.Survey Open File Rep. N 90-10, p 28.

----------**1.995.** Mineral Deposits of the Venezuela Guayana Shields. En: U.S.Geol. Surv. Bull N 2124 A, 01-020.

----------, **Brooks, W.E., Estanga, Y., Nuñez, F., y Garcí A, 1.991 "**Early to Middle Proterozoic supracrustal rocks and mineralization of the southern Guayana Shield, Venezuela". En: Good, E.E., Slacks, J.F., y Kotra, R.K. eds., USGS Research on Mineral Resources. U.S. Geological Survey Circular 1069, p. 69.

----------**Day, W.C., Tosdal, R.M.,Olmore, S.d, Guzman,L y Prieto, F., 1.991.** Evolution on an Early Proterozoic Rif Basin in the La Esmeralda Area. Guayana Shield, Venezuela. En: U.S.Geol.Surv. Res on Min. Resources, U.S.Geol.Surv.Circular, 1062, p. 69-70.

---------- **and Martinez, F., 1.990.** Geology, Geochemistry and Mineral Resources of the Upper Caura River area, Bolívar State, Venezuela. En: U.S. Geol.Survey Open-File Rep. N 90-231, p.29

---------- **and Mendoza, V., 1.995.** Geology of the Venezuela Guayana Shield and its Relation to the Geology of the entire Guayana Shield. En: U.S. Geol. Survey, Bull N 2124, p. B1-B41

Silvestre, P.J. 1.989 "Post-collisional alkaline granites". En: Jour. of Geology V. 97, p. 261-280.

Soares, M.A., 1.985. Estudio Petrográfico de la estructura circular la Churuata, T.F. Amazonas, En: V Cong.Geol. Venezolano, T. 4,p. 2117-2158.

Sabolev, N.V Longinova, A.M., Yefimova, E.S., Zedgenizow and Channer, M. DeR. , 2003 "Polymineralic Eclogitic Inclusions in Guaniamo Diamonds, Venezuela: Evidence fro variable Diamond Growth Conditions". En: 8th Int. Kimberlite Conference.

----------,**Yefimova, E.S., Channer, D.M. DeR, Anderson, P.F.N and Barron, K.M. 1998 "**Unusual upper mantle beneath Guaniamo, Guayana Shield, Venezuela: Evidence from Diamond Inclusions". Geology, V. 26, N 11, p. 971-974.

Takeda, H., Lira, P y Sosa C., 1989 "Estudio petrológico de las rocas ígneas en la región de Carum, estado Bolivar". En: 50 Aniv. Esc. Geología, Minas y Geofísica, UCV, Rev. Geos, UCV N 29, p. 238-248.

Talukdar, S.C. y Colvee, G.P., 1.975, "Nuevos datos petrológicos sobre las rocas volcánicas Precámbricas de la Meseta El Viejo, Territorio Federal Amazonas, Venezuela". En: Bol. Inform. Asoc. Venezolana de Geolog. Min. y Petroleo, V. 18, p. 201-220.

----------, **1.977 "**Implicaciones del estudio petrològico de las rocas volcànicas del Valle del Parucito, T.F. Amazonas". En: Cong. Geol. Venezolano, 5, Mem. V. 2, p. 591-610.

Tassinari, CCG. , Cordani U.G., Nutman, A.P. Van Schumus, W.R. Bettencourt, J.S y Taylor, P. N. 1.996 "Geochronological systematics on basement rocks from Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications". En: Internat. Geol. Review, V. 38 (2), p. 1161-1175.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.C., Macambira, M.J.B y Lafon, J.M., 2000 "The Amazonian Craton". En:Cordani y otros eds. Tectonic Evolution of South America 31 Internat. Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 6-17 Agosto, 2000, p. 41-96

Tassinari. C.C.G. and Macambira, J.B., 2.000. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton: En: Episode. Jour. Int. Geosc. V.22,N3,p174-182.

Tepedino V., 1.985 "Geología de la Regiòn del Medio y Alto Caura". En: I. Simpo. Amazònico MEM Bol. Geologìa Caracas, Pub. Espec. N 10 p. 140-150

----------**"**Geologìa de la Región del Bajo Caura". En: I Simpo. Amazònico MEM, Bol. Geol. Caraca, Pub. Espec. N 10, p. 151-162.

Teixeira , W, Tassinari, C.C.G. Szabó, G.L., Mondim, M, Sato K., Santos A.P. Siso C.S. 2.000 "Sm-Nd constrains on protoligh age of the Archean Imataca Complex, Venezuela". En: II South American Simp., on Isotope Geology, Acta, p. 136-138

---------- y otros, 2001 "Evolucao Crustal do Complexo do Imataca, Venezuela" En: Acuerdo de Cooperaciòn MEM, Venezuela-Centro de Pesquisas Geocronlogicas da Universidade de Sao Paulo (trabajo en progreso no publicado aùn). Cortesia MEM.

Tomlinson K.Y y Condie, K.C., 2001 "Archean mantle plumas: Evidence from greenstone bel geochemistry". En: Geol. Soc. America Spec. Paper N 352, p. 341-358

Tosiani, T y Sifontes, R., 1.989, Asociación de rocas máficas-ultramáficas en la región Cerro de Piedra del Supamo, sur el El Callao. En: VII Cong. Geol. Venezolano, Soc. Venezolana de Geol. Caracas, T. I, p. 163-174

UNESCO, **Division of Earh Sciences, 2.000"**International Stratigraphic Chart"En: Internat. Union of Geological Sciences.

Urbani, F., 1.977 "Metamorfismo de las Rocas del Grupo Roraima, Estado Bolívar y Territorio Federal Amazonas". En: Cong. Geol. Venezolano 5, Caracas, Mem. V. 2, p. 623-641.

Unrug, R., 1.977. Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assambly. En GSA Today, 7 (1), p. 1-5.

U.S. Geological Survey and CVG Tecmin, C.A.1.993. Geology and Mineral Resources Assessment of the Venezuelan Guayana Shield. En: U.S.Geol. Bul N 2.062.Washington, USA, 1.993, p121.

----------, 1.995. Geology and Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield. En: U.S.Geol. Bull N 2.124-A.

Vanderhaehge, O, Ledru, P, Thiéblemont, D, Eghal, E., Cocherie, A., Tegyey, M., Milèsis, J.P, 1998 " Contrasting Mechanism of Crustal Growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana". En: Precamb. Research, V 92 (2) , p. 165-194.

Vearncombe, S and Vearncombe, J.R., 2002 "Tectonic control on kimberlite location, southern Africa". En: Jour. Of Struct. Geol. V 24, p. 1.619-1625.

Wapp, S.M. and Onstott, T.C., 1.989. P-T Time Characterizationof the Trans Amazonian Orogeny in the Imataca Complex Venezuela. En: Precam. Research V 42, p. 293-314.

Windley, B.F., 1995 "The Evolving Continents". En: Wiley ans Sons, New York, 526 p.

Wynn, J.C., 1.993, "Geophysics of the Venezuelan Guayana Shield". En U.S.Geol. Surv. Bull, 2062, p. 17-27

---------- **and Sidder, 1.991,** "Mineral Resources Potential of the NB-20-4 quadrangele, eastern Guyana Shield, Bolivar State, Venezuela". En: U.S. Geol. Surv. Bull, 1960 , 16p.

---------- **Sidder, G., Gray, F, Page N and Mendoza, V., 1.995 "**The Cooperative Project Between the U.S.Geological Survey and Corporación Venezolana de Guayana, Técnica Minera C.A., in the Venezuelan Guayana Shield, Estado Bolìvar and Estado Amazonas, Venezuela". En: U.S.Geol. Survey Bull N 2124, p. A1-A7.

Yanez, P. G., 1.992 "Aspectos geològico-geomorfològicos de la frontera con Brasil, T.F.Amazonas, Venezuela": En: SVG. Bol. V. 44, p. 3-14

----------**, Marcano, I., Lugo, E., y Rivero, N., 1.992 "**Frontera con Colombia, entre la Piedra del Cocuy y Maroa

----------**, 1.995 "**Bauxita en Superficie de Planaciñon de la Guayana Venezolana". En:U.S. Geological Survey Bull. 2124, p M1-M8, Washinton, U.S.A.

Zegers, T.E., de Wit, M.J., Dann, J., and White, S.H., 1998 "Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochornologic and paleomagnetic test". En: Terra Nova 10, pp. 250-259

Zhao, G.C., Wilde, S.A. and Cawood, P.A., 2.000. Two pre-Rodinia supercontinent Evidence from reconstruction of global 2.1-1.8 Orogens and associated cratons. En: Int.Geol.Cong. Rio de Janeiro, Brasil.2.000

----------, **Cawood, P. A.-, Wilde, S.A. and Sun, M., 2002 "**Review of global 2.1-1.8 Ga Orogens: Implications for a pre-Rodinia Supercontinent". En: Earth Sci. Reviews, V 59 , p. 125-162.

GEOLOGÍA DE LA REGION DE LOS ANDES

Universidad de Oriente
Escuela Ciencias de la Tierra
Cátedra: Geología de Venezuela
Profesor: Dr. Vicente Mendoza S.

Ciudad Bolìvar, Marzo 2005

ÍNDICE

GEOLOGÍA DE LA REGION DE LOS ANDES..... Paginas 272

Introducción 272

Precámbrico 278

Paleozoico 284

Paleozoico Inferior..... 288

Paleozoico Medio 293

Paleozoico Superior 294

Rocas Graníticas de Los Andes, Perijá, El Baúl, Paraguaná 300

Depòsitos Minerales de Los Andes..... 302

Cuencas Sedimentarias Andinas 303

Paleozoico - Mesozoico 306

Mesozoico 307

Historia Evolutiva durante el Mesozoico..... 307

Sierra de Perijá en el Mesozoico..... 309

Bibliografía 312

Figura Nro. 1: **División de los Andes: Andes del Norte, del Centro y del Sur** (tomado de Alemán y Ramos, 2.000)

Figura N° 2: Mapa topográfico digital de los Andes del Norte (tomado U.S.G.S., Alemán y Ramos, 2.000)

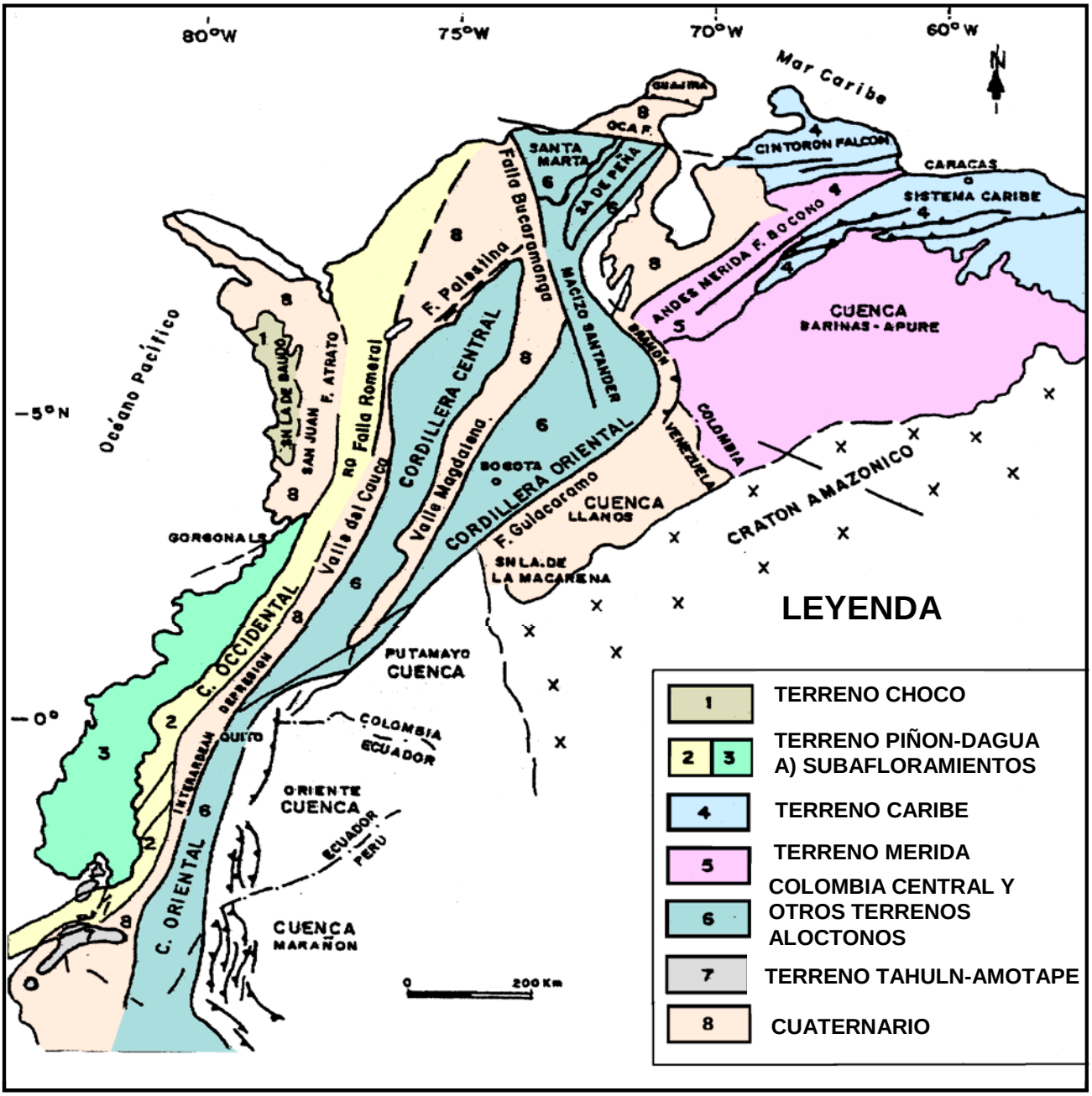


Figura 3 PRINCIPALES PROVINCIAS Y TERRENOS TECTONICOS DE LOS ANDES DEL NORTE, CORRESPONDIENTES A LA FIGURA 2, DEL MAPA TOPOGRAFICO EN BASE A RADAR (Tomado de Aleman y Ramos, 2.000)

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE LOS ANDES

INTRODUCCIÓN

Los Andes de Sudamérica se extienden desde las proximidades de Barquisimeto hasta la Tierra del Fuego, en la costa occidental del continente, por casi unos 8.000 Km, con un ancho promedio superior a los 200 Km pudiendo llegar hasta un máximo de 800 km de ancho. **En Venezuela, los Andes comienzan en la Depresión del Táchira**, en el Páramo del Tamá (3.329 m.s.n.m.) en la frontera con Colombia **y culminan al noreste de la Depresión de Barquisimeto** con una longitud próxima a los 425 Km y una anchura media de 80 Km.

El Sistema Cordillera de los Andes representa, en general, el tipo de orógeno cuya cadena de montañas se formó por la subducción de corteza oceánica debajo del continente Gondwana (vale decir Sur América en gran parte), proceso que comenzó a fines de la Orogénesis Brasiliana-Pan Africana, o incluso antes, y que se continúa en el momento presente, pero que incluyen muchos detalles y excepciones. Este sistema andino se divide en tres grandes partes: los Andes del Norte, los Andes del Centro y los Andes del Sur. **(Figura 1).**

Los **Andes del Norte**, comprenden los Andes de Mérida, los Andes de Colombia y los Andes de Ecuador **(Figuras 2 y 3).** Los dos últimos se formaron por el proceso general de subducción debajo del continente, pero los Andes Venezolanos o de Mérida parecen tener un origen diferente por la interacción del corrimiento Paleógeno Caribe e inversión tectónica en el Neógeno durante la compresión de los Andes, limitados por cizallas y fallas transcurrentes. Por ello Garner (1.973) consideró a los Andes de Mérida como un sistema de montañas diferentes de la Cordillera Oriental de Colombia de la cual pareciera formar parte. Calleta y otros (1.997) interpretaron los Andes de Mérida como un cinturón orogénico intracratónico transpresional desarrollado en respuesta a la convergencia entre dos bloques litosféricos continentales **(Figuras 4 y 5).**

Los Andes Venezolanos (AV), no obstante, parecen ser para el autor una continuación, interrumpida por intenso fallamiento NW, de los Andes Suramericanos, que en **Colombia** se dividen en tres cordilleras: las cordilleras Oriental, Central y Occidental. La **Cordillera Oriental** está formada mayormente por rocas de edad Paleozoico con meta-evaporitas, filitas, areniscas, grauvacas de La Macarena, de edad Cambro-Ordovicio con los depósitos de esmeraldas, sobre un basamento de granulitas charnockíticas granatíferas, granulitas máficas y anfibolitas con gneises y augeneises biotítico hornabléndicos, bien expuestos en **el Macizo de Garzón con una edad Grenville,** cuyo clímax del polimetamorfismo es de 1.18 Ga por Rb/Sr, aunque abundan edades 1.4-1.55 Ga, Parguazensis, que coinciden con la edad Nd para el protolito de 1.55 Ga. Quizás como un bloque triangular **(Figura 2)**

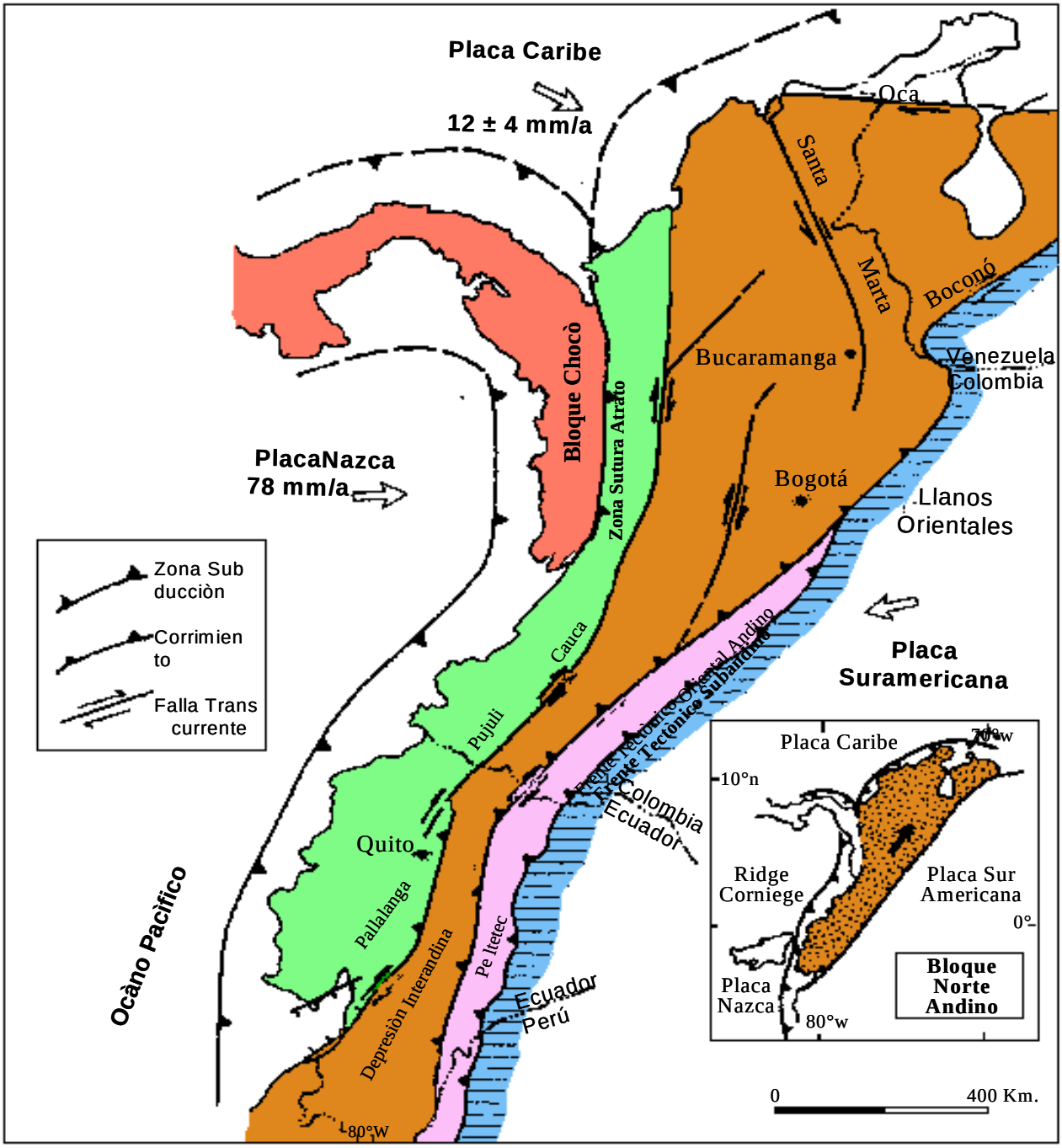


Figura Nro. 4: **Fallas Activas de la parte Norte de los Andes**
(tomado de Ramos y Alemán, 2.000)

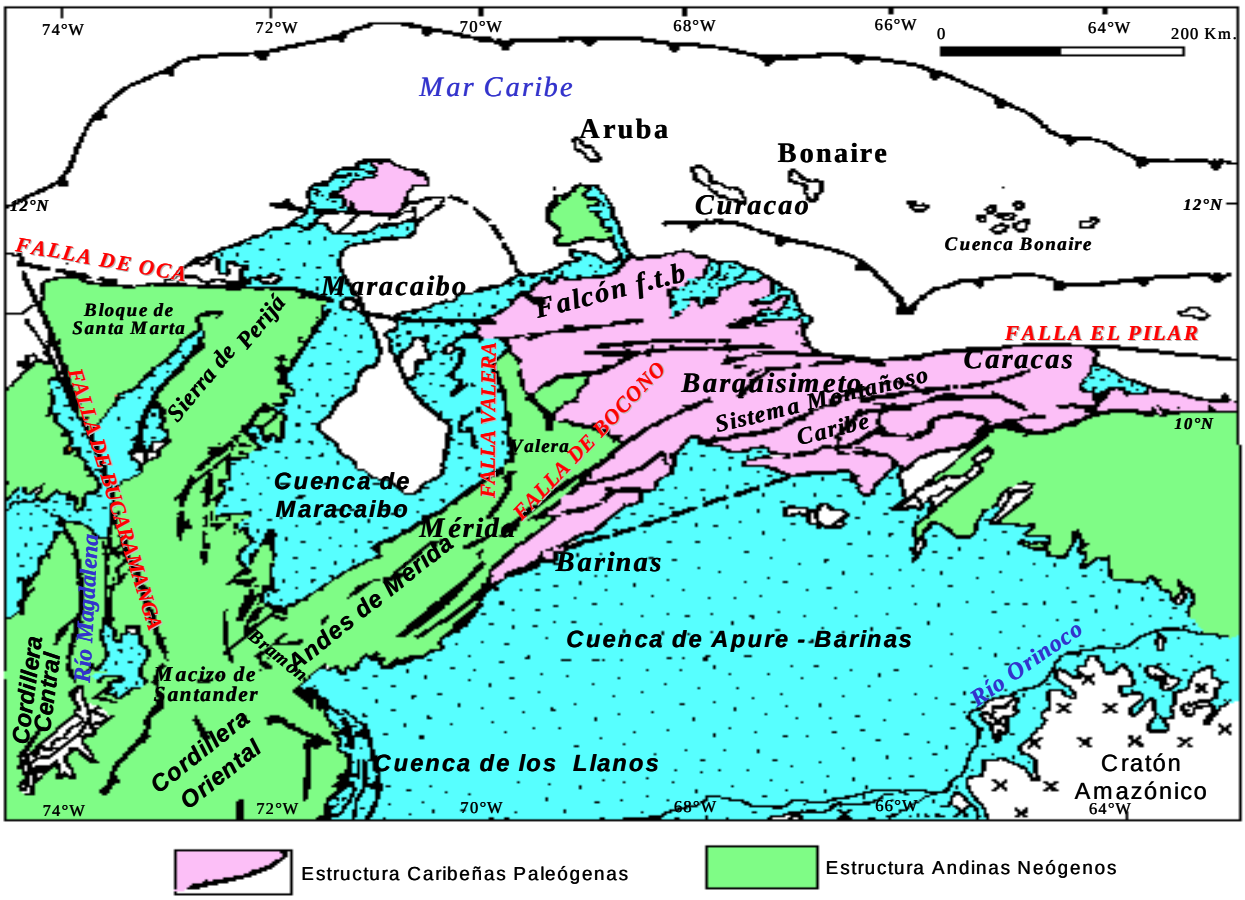


Figura Nro. 5: Estructuras tectónicas actuales de los Andes Caribeños, observándose el desplazamiento lateral de las napas producidas por la falla transcurrente de Boconó (tomado de Calleta y otros, 1.999)

aislado o parte de la Cordillera Oriental fallada y desplazada se tiene la Sierra Nevada de Santa Marta con anortositas, granulitas máficas y ultramáficas, piroxenitas y anfibolitas.

|La Orogenia Calima del Tardío Cretácico a Paleoceno fue seguida por el levantamiento de la **Cordillera Central** que registra un basamento Paleozoico con rocas supracostrales Meso y Cenozoicas, plutónicas, subvolcánicas y volcánicas, algunas de ellas en volcanes activos, como el Nevado del Ruiz, que expulsó en sus lavas xenolitos de un basamento también granulítico En la Cordillera Central, los depósitos epitermales de oro, localmente polimetálicos y de skarns de cobre y oro son importantes. La deformación de Calima fue coeval con la formación de napas, la extrusión de rocas volcánicas y el emplazamiento del batolito de Antioquia. La Cordillera Central se separa de la Cordillera Oriental por el Sistema **de Fallas de Romeral** que **representa una zona de subducción** o sutura soportada por la presencia de esquistos glaucofano-lawsoníticos **y eclogitas (Figura Nº 5).**

La Cordillera Occidental se compone principalmente de rocas volcánicas oceánicas, incluido rocas ultramàficas tipo komatitas de edad Terciario Tardío, similares a las komatitas del Precámbrico, y de las cuales se derivaron los famosos aluviones de platino y oro del Chocó colombiano. Dado lo inhóspito y selvático de la región del Chocó, esta provincia es mucho menos conocida que las provincias central y oriental de Colombia.

Terrenos de edad Grenville son cubiertos por depósitos sedimentarios con trilobites como *Parabolina Argentina* de Kayser típicos de Gondwana, desde Venezuela hasta la Argentina, con lo cual el borde del continente Gondwana **(Figuras 6 y 7)** se localizaba en el Ordovicico Inferior hacia la región de El Baúl con la Formación Mireles. Los terrenos de edad Grenville son parte del supercontinente Rodinia (1.0-0.95 Ga) que se amalgamó y soldó al cratón Amazónico localizándose las márgenes activas del cratón Amazónico hacia la Provincia Sunsás mientras que los márgenes pasivos continentales se localizaban en Laurentia. La separación de Laurentia de la Amazonia (800-750 Ma) dejó atrás algunos bloques en Sur América (Santa Marta en Colombia, San Quintin en Venezuela, etc.) del Grenville de Norte América. Parte de las suturas de Grenville fueron el lugar de nuevas extensiones en tiempos Cámbrico-Ordovicico donde se originaron nuevos océanos en cuya plataforma marina poco profunda, sobre un basamento Precámbrico autóctono, desde Venezuela hasta Argentina, se sedimentaron capas de lutitas con trilobites.

Kroonemberg (1982) interpretó las rocas del Macizo de Garzón y de la Sierra Nevada de Santa Marta como rocas metamorfizadas y tectonizadas en el borde noroccidental del Escudo de Guayana durante la orogénesis Orinoquense (1.2-1.3 Ga) aproximadamente equivalente a la orogénésis de Grenville. Priem y otros (1.989) interpretaron esas rocas granulíticas de edad próxima a 1.2 Ga como formadas por el choque del Escudo de Guayana con el Escudo Canadiense. El autor de este trabajo interpretó tales granulitas como uno de los productos de la colisiòn del bloque oriental del Escudo de Guayana, cuyo borde se situaba al oeste del Granito Rapakivi de El Parguaza y el Granito de Puerto Inírida, contra un bloque occidental de otro continente perteneciente al Escudo Canadiense-Americano. Los AV son, al parecer parte fallada y discontinua de la Cordillera Oriental de los Andes de Colombia, con un basamento Precámbrico (Complejo Iglesias y Formación Los Torres, Formación Bella Vista, Formación Cerro Azul, Formación Tostos,) y una cobertura Ordovicica y más joven, similar a los Andes orientales colombianos.

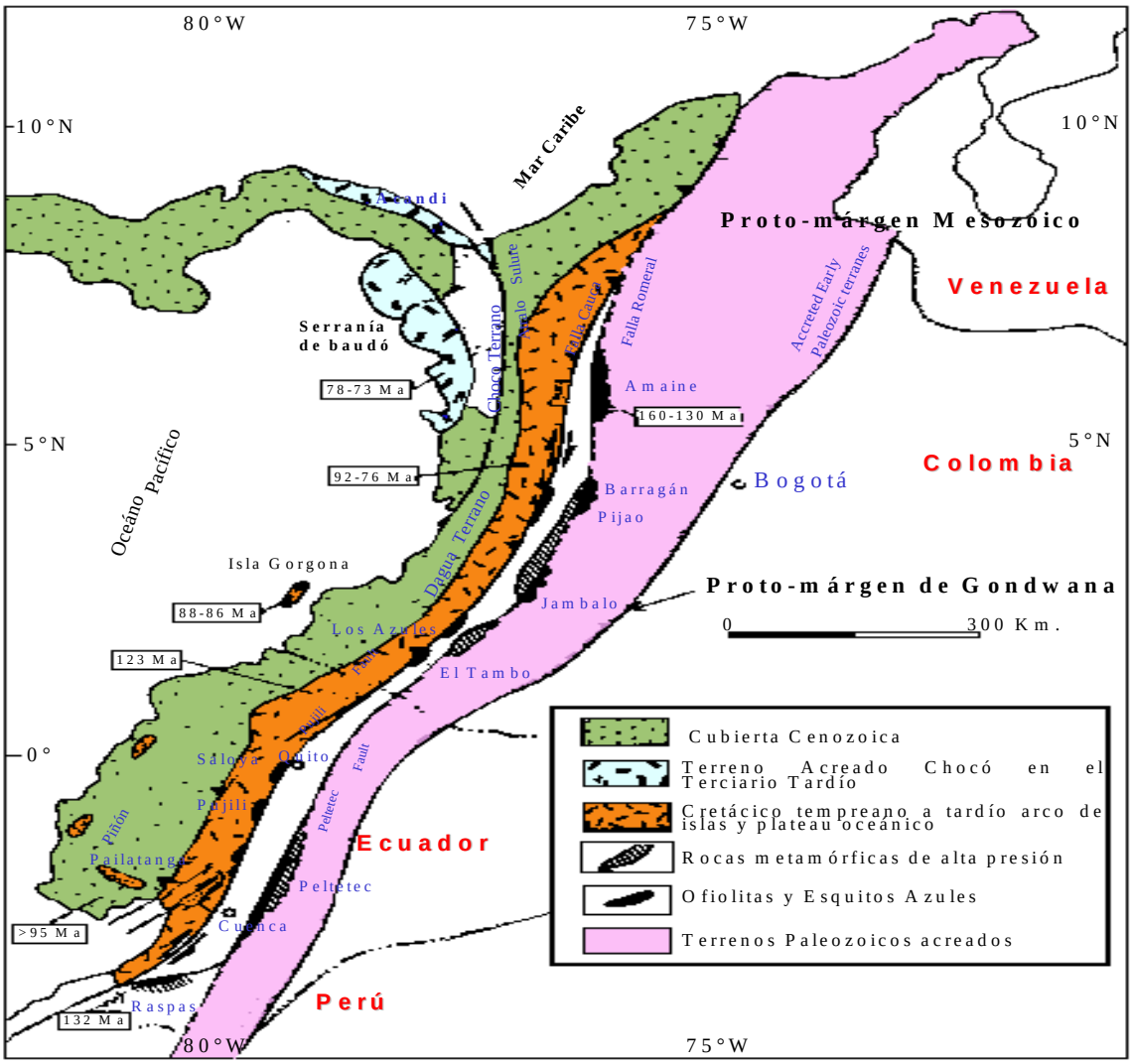


Figura Nro. 6. Terrenos Oceánicos acreados de los Andes del Norte indicando los principales terrenos con ofiolitas y rocas de alta presión a lo largo del Valle del Cauca en Colombia (tomado de Alemán y Ramos, 2.000)

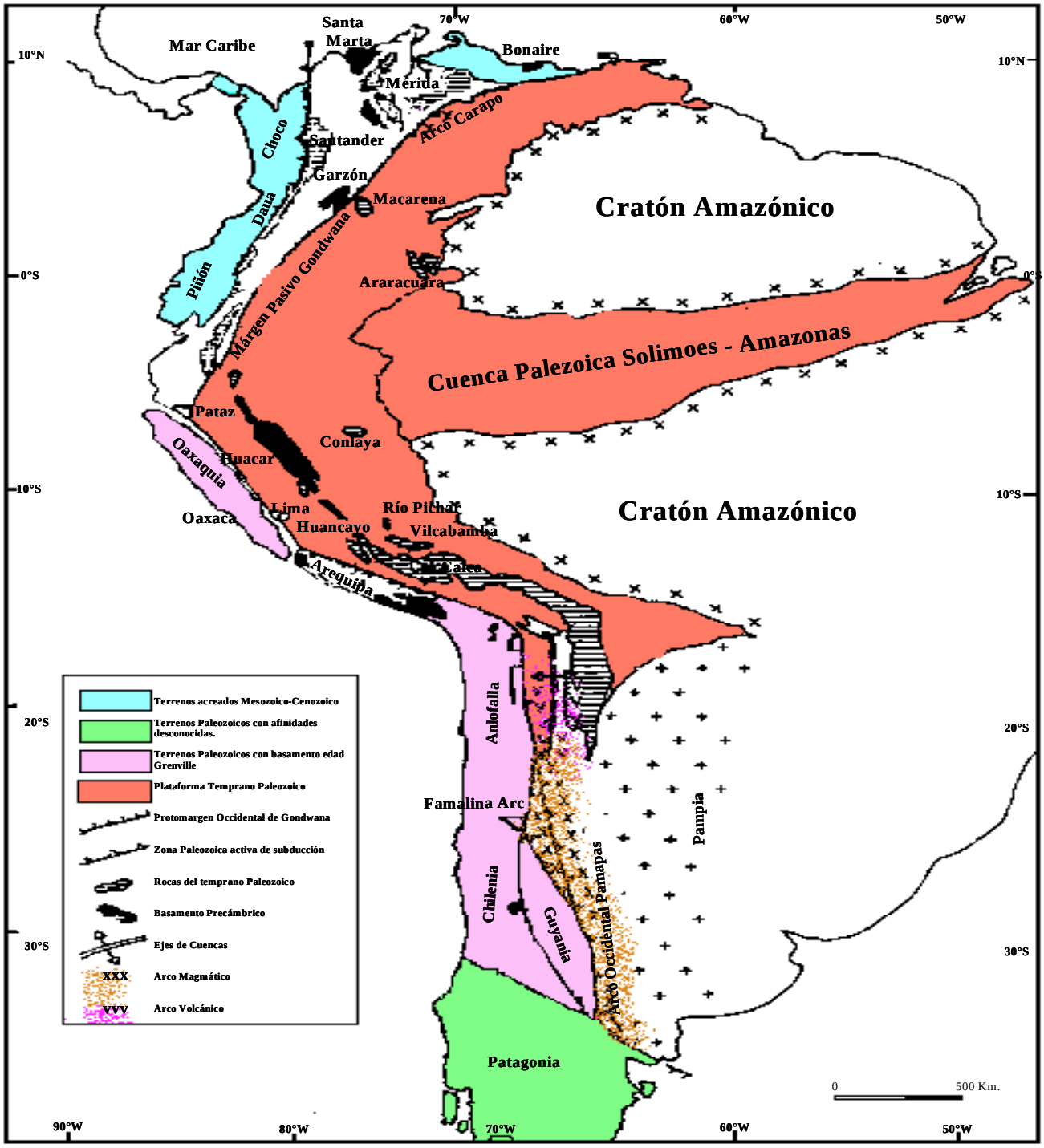


Figura Nro. 7: Reconstrucción del proto-márgen occidental del Supercontinente Gondwana, indicando los principales bloques Precámbricos, del Temprano Paleozoico y la cubierta andina. (Tomado de Ramos y Alemán, 2.000)

En la parte andina venezolana se reconocen dos subramales que se identifican como la **Cordillera Norte** y la **Cordillera Sur**, que coinciden con la cuenca centro-norte y sur andina, respectivamente. La Cordillera Norte termina en el **Macizo de la Culata,** Páramo Piedras Blancas (4.762 m.s.n.m). La Cordillera Sur se extiende por la **Sierra Nevada de Mérida-Santo Domingo,** con el Pico Bolívar de 5.007 m.s.n.m., hasta concluir en Portuguesa donde converge y colide con la Serranía del Interior del Sistema Caribe.

Los AV comenzaron a levantarse a partir del Mioceno Medio como consecuencia de la colisión de América Central con el extremo NW de Sur América (Audemar, 1.997). El rasgo tectónico más importante es la **Falla de Boconó,** que es una falla normal de ángulo alto, de rumbo N 50º-40º E. La Falla de Boconó presenta el mismo rumbo de la Formación Bella Vista y del gran Lineamiento Transbrasiliano, que marca la sutura del cratón Amazónico con el cratón San Francisco, durante el "collage" tectónico de Gondwana al final o después de la Orogénesis Brasiliana Pan Africana (800-550 Ma) y/o durante parte de la Orogénesis Caledoniana (450-350 Ma).

La evolución de la Falla Boconó la interpreta el autor de este resumen como una falla reactivada que pasó de falla inversa o sutura del Precambrico-Paleozoico Inferior Andino contra el Escudo de Guayana, a falla transpresiva durante la Orogénesis Herciniano Varistico en la disrupción de la Pangea. Finalmente evolucionó a una falla normal por efecto compresivo del choque de Centro América contra el borde NW de Sur América en el Mioceno con el consecuente levantamiento de los Andes. Por lo tanto, la Falla de Boconó posiblemente registra una historia evolutiva tectónica que va desde fines del Neoproterozoico (545 Ma) o antes hasta el presente.

En los AV afloran rocas del Precámbrico (Neoproterozoico), Paleozoico, Jurásico, Cretácico y Terciario Inferior.

II. PRECAMBRICO

En los AV se localizan dos terrenos precámbricos: 1) el **Complejo Iglesias ,** que cubre gran parte del centro-norte andino y 2) **la Formación Bella Vista** en el rincón SW andino, que ocupa una pequeña faja fallada y, en opinión del autor, las formaciones Los Torres, Cerro Azúl , Tostòs y probablemente El Aguila son tambièn precàmbricas.

El **Complejo Iglesias (CI)** cubre más del 50% de los AV, por los Estados Mérida, Trujillo, Táchira y Barinas. Varios autores han cartografiado el CI.

El **CI** (Kundig 1938; Sutton, 1946) tiene su **localidad tipo** en el **Cerro Las Iglesias, Macizo de Los Conejos, NO de Mérida** y se extiende a la Sierra Nevada al Sur hasta Chacantá y tambien aflora en la Región de Santo Domingo y en el Macizo de Colorado en los estados de Mérida y Barinas. En el Páramo de Los Conejos, el CI litològicamente se compone de orto-gneises biotiticos, gneises migmatiticos con inyecciones apliticas, augengneises porfiriticos, blasto biotitico de grano grueso, gneises de grano fino con granate y biotita y micaesquistos granatìferos. En el **Macizo de Los Gatos**, afloran gneises dioriticos, graníticos y anfibolitas que de más antiguo a más joven son los siguientes: **Gneiss Bandeado de la Mitisús, Esquistos y Cuarcitas del Alambique y**

Gnesis Granítico de La Raya. El Léxico Estratigráfico de Venezuela (LEV. 1997) escribe textualmente lo siguiente: "La unidad ha sido dividida en tres formaciones: Sierra Nevada, Bella Vista y Tostosa, las cuales son tratadas por Bellizzia y Pimentel (1995) como unidades litodémicas con el rango de asociaciones". Para el autor de este resumen, bajo ningun concepto existe relación geológica alguna entre el Complejo Iglesias y la Formación Bella Vista, ni entre las otras unidades entre si.

El contacto inferior del Complejo Iglesias se desconoce y el superior es de discordancia y fallas con unidades màs jóvenes paleozoicas y mesozoicas.

Kunding (1.938) describe el CI en el Macizo de los Conejos (NE Mérida) como formado por ortogneises biotíticos, migmatitas, gneises y esquistos granatíferos.

Shagam (1.972) define el CI como un conjunto de rocas metasedimentarias en la facies anfibolita con ortocuarcitas, mármoles, anfibolitas y esquistos estauroliticos.

Grauch (1.972) en Mucuchíes estableció que las rocas predominantes del CI son un 90% de gneises y esquistos y un 10% de cuarcitas y anfibolitas.

Kovisars (1.972) en Piñango reconoció que las rocas más comunes del CI son esquistos cuarzo-micáceos-feldespáticos con sillimanita y granate ± esquistos estauroliticos.

Schubert (1.968) estudió el CI en la región de Barinitas-Santo Domingo y pudo dividirlo, como se dijo antes, en tres unidades, que son: **Gneis Bandeado de la Mitisú, Esquistos y Cuarcitas del Alambique y Gneis Granítico de la Raya.**

Ramírez y otros (1.972) en la región de Timotes establecieron que el CI se compone de gneises muy diversos, biotiticos, graníticos, bandeados, granatíferos, etc.

Alemán y Ramos (2.000) refieren que varios granitos de los Andes de Mérida, basados en datos de Burkley (1.976), dan edades Neoproterozoicas que van desde el Granito de El Carmen, con edad U-Pb en circones de 650-580 Ma, al Granito de Estanques con 1.601 ± 0.35 Ga. Sin embargo, Marechal (1.983) concluye que las edades más antiguas corresponde a granitos intrusivos en la Formación Bella Vista (650-580 Ma) con granitos intrusivos en los esquistos cuarzo-cloritico-muscoviticos de esta formación, como los Gneises de Topo (660 Ma), el Granito de Valera (593±16 Ma), el Granito del Río Caparo (615±30 Ma) correlacionables con la Orogénesis Brasiliano-Pan Africano.

En suma, la **edad del Complejo Iglesias** es controversial y muchas veces se refiere a la edad de la fuente de las rocas y no a la edad de formación y/o de su metamorfismo. En cualquier modo Burkley (1.976) postula una edad minima de 1.133 Ma, por U-Pb en circones, es decir una edad de la Orogénesis Nickeriana o Grenvilliana, similar a la edad del basamento del Macizo de Santander, al final de la cual se formó el gran supercontinente **Rodinia.** En opinión del autor de este resumen, una pequeña parte estaba en la zona de más bajo grado metamórfico, que corresponde con el Complejo Iglesias y en la otra parte del mismo se originaron rocas de más alta presión y grado metamórfico, facies granulita, como las migmatitas y granulitas del Macizo de Santander y anortositas con granulitas y piroxenitas de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. De forma

similar en la zona de alta presión tenemos las granulitas, piroxenitas y anortositas de San Quintín en el Estado Yaracuy y su correspondiente contraparte de màs baja presión y de la misma edad deben ser las migmatitas y anfibolitas del Gneis de La Aguadita. Estos bloques fueron separados de su posición original, a través de la disrupción del supercontinente Rodinia (0.95 Ga) y más tarde fueron plegados, fallados y separados nuevamente por la orogénesis del Brasiliano-Pan Africano (> 545 Ma).

La **Formación Bella Vista (FBV**, Kunding, 1938) aflora cerca del **rancho Bella Vista,** en la vía Santa Bárbara-Mucuchachí y en el Macizo de Colorado, al Sur de Caparo en el Estado Táchira como una cuña fallada o cuña tectónica de direcciòn NE de 75 Kms de largo por 14 Kms de ancho. Benedetto (1982) en su zonación tectono-estratigráfica del NO de Sur América la incluye en la zona 2 conjuntamente con las formaciones Caparo y El Horno. **Bellizzia y Pimentel (1995)** siguiendo a Benedetto **la incluyen en su bloque o terreno Caparo como Asociación litodémica Bella Vista**, en otra visión diferente a la referida anteriormente por el LEV.

Mitológicamente la FBV se compone de esquistos sericiticos y cloriticos de color gris y verde, pizarras gris oscuro a negro, filitas lutiticas y esquistos argiláceos de color pardo a gris, intrusionados por granitos y pegmatitas. Los granitos intrusivos son el Cambur con edad U-Pb en circones de 660 ± 30 Ma, gneises del Río Tapo de la misma edad anterior, y el Gneis Granítico de Pedraza de edad 585 ± 25 Ma, es decir que Bella Vista es obviamente de edad Neoproterozoico, pero con metamorfismo mucho màs bajo (sub facies esquistos verdes) que el Complejo Iglesias, con mucho mayor grado metamòrfico (anfibolita superior o segunda isogràda de la sillimanita con aparición de migmatitas y anatexitas), que es de posible edad Mesoproterozoico de la Orogenia Grenville (1.133 Ma según Burkely, 1976.). La edad de 585 Ma corresponde con el final de la Orogénesis Brasiliano-Pan Africano, preconsolidación del supercontinente Gondwana.

El autor de este resumen correlaciona a la Formación Bella Vista con la Formación Cerro Azul y posiblemente con la Formación La Sierra de Perijá y postula, dada su localización única, en contactos fallados, con dirección N 40°-50° E, paralela al gran **Lineamiento Transbrasiliano**, con rocas sedimentarias suprayacentes, que ambas formaciones, **Bella Vista y Cerro Azul, son bloques alóctonos,** parte minima de la aglutinación o “collage” tectónico ocurrido durante la Orogénesis Caledoniana en la formación del supercontinente Gondwana. Contrariamente, Bellizzia y Pimentel (1.994), siguiendo a Pindel (1.985), postularon que la Formación Bella Vista en el Macizo de Colorado representaba parte de un bloque autóctono (**Figuras 9 y 10**) o bloque Caparo (constituido, además, por las formaciones Caparo y El Horno) que colidió con otro bloque alóctono, denominado Terreno Mérida (formado por las unidades alóctonas litodémicas Sierra Nevada, Tostosa y Mucuchachí), formándose entre ambos la **sutura Caparo**. Lo cierto es que por ninguna parte aparecen secuencias minerales ni litológicas que evidencien tal sutura. Tampoco existen datos paleomagnéticos que soporten tal postulación. Shagam y Ríos (1.982) consideran que el terreno del Bloque Caparo fue desplazado por transcurrencia cortical, a su posición actual, proveniente desde el Sur, luego de la intrusión de los granitos del Bloque Caparo (Arco Magmático de Caparo, 480-400Ma). El autor coincide en parte con **Shagam y Rios (1.981)** sobre la **aloctonía de la Formación Bella Vista** y con **Bellizzia y Pimentel (1.994) en que el Terreno Mérida es alòctono.**

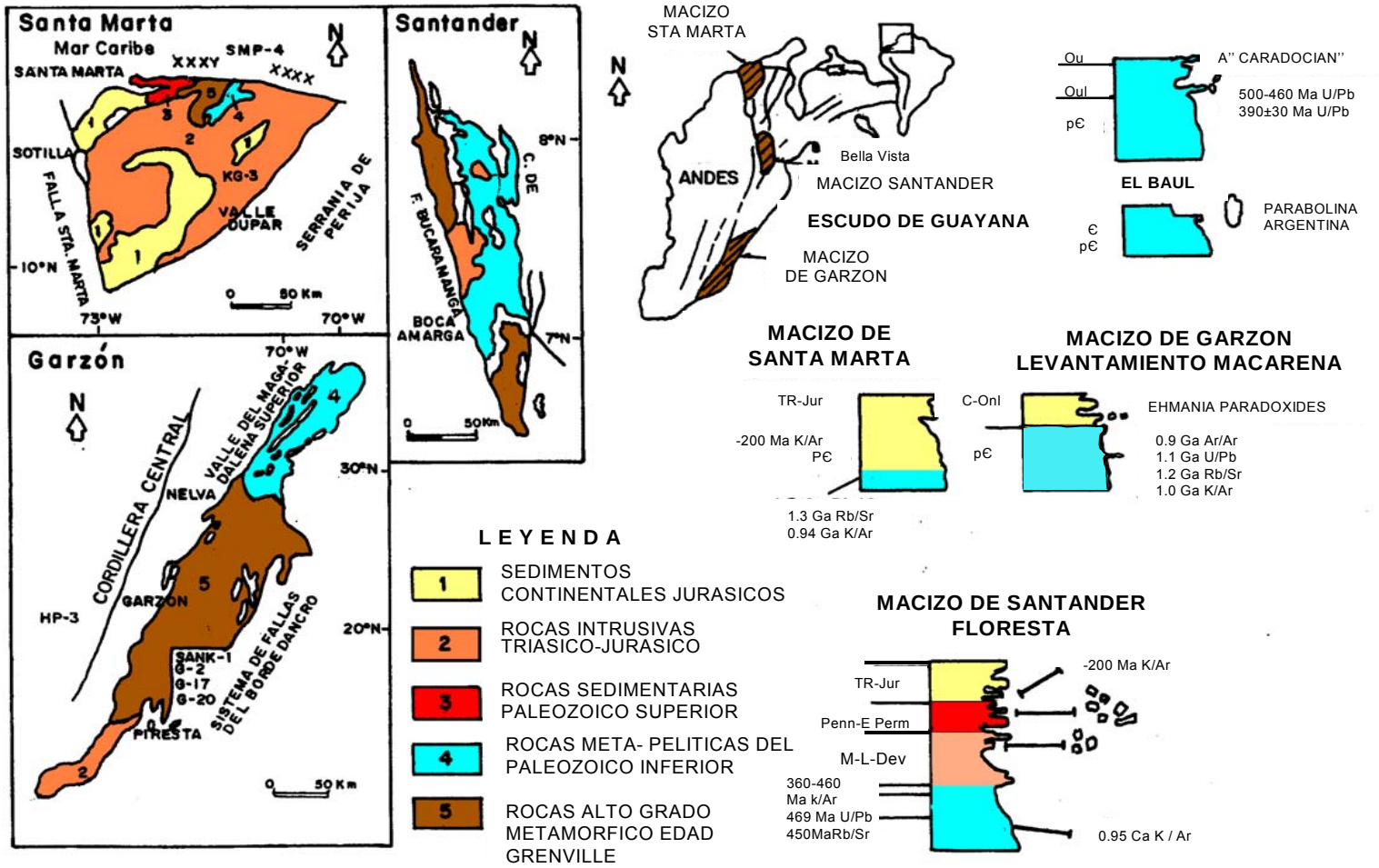


Figura 8 COLUMNAS LITOESTRATIGRAFICAS DE MACIZOS PRECAMBRICOS DE EDAD GRENVILLE DE COLOMBIA Y VENEZUELA, MOSTRANDO IMPORTANTES EDADES RADIOMETRICAS Y FOSILES DE COBERTURA SUPRAYACENTE (Modificado de Restrepo y otros, 1997)

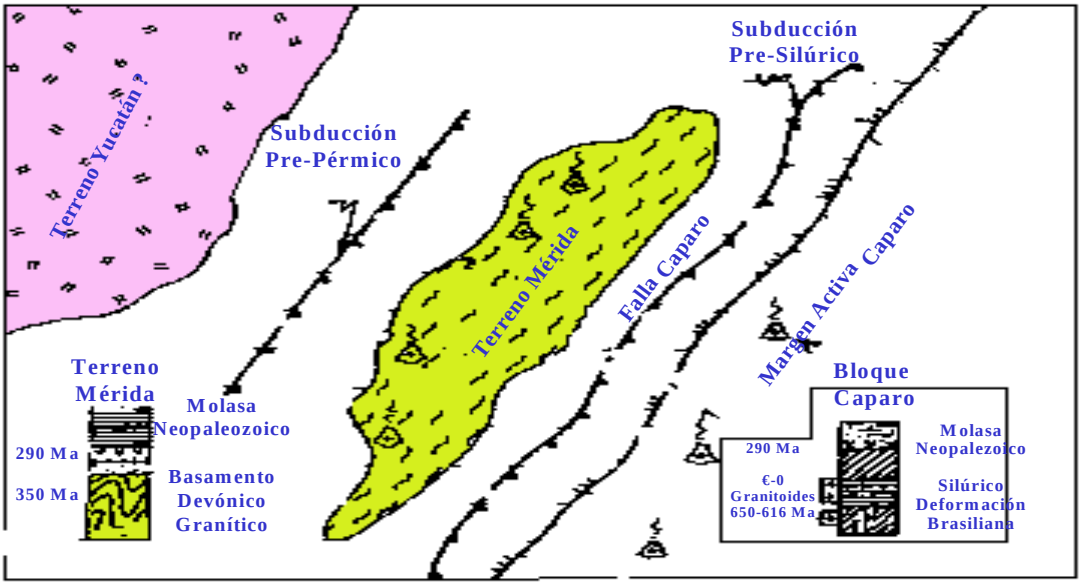


Figura Nro. 9. Ambientes tectónicos en el Paleozoico de los Andes Venezolanos (Tomado de Pindell, 1985; Bellizzia y Pimentel, 1994)

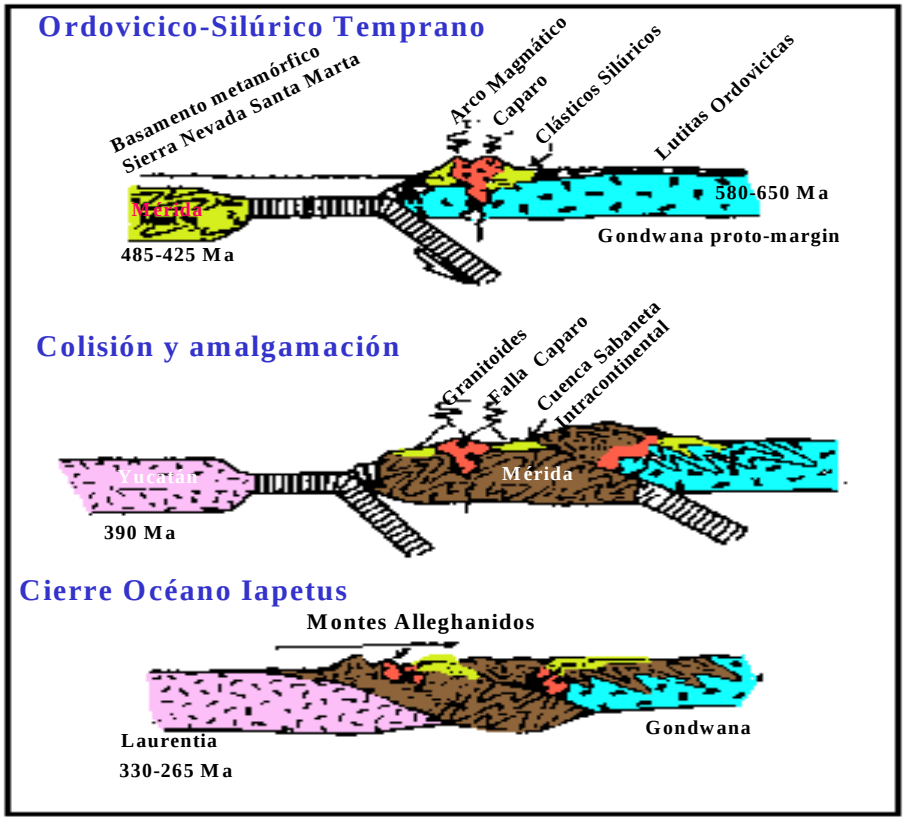


Figura Nro.10. Evolución esquemática del Terreno Mérida y la acreación Pre-Pérmico Tardío del Bloque Yucatán durante el cierre del Océano Iapetus (modificado de Pindel 1985; Bellizzia y Pimentel, 1994)

Para el autor de este resumen académico, el Complejo Iglesias representa un bloque alóctono per se, , formado hace màs de 1.1 Ga polimetamorfizado por colisiones continentales, que fue separado y trasladado de su posición anterior durante la disrupción del supercontinente Rodinia (0,75 Ga) y que luego durante parte de la orogénesis Brasiliana-Pan Africana, hacia 800-545 Ma. pre-metamorfismo e intrusiones de Bella Vista hacia 600 Ma, fue nuevamente trasladado y separado del Macizo de Santander **y que las rocas de la Formación Bella Vista nunca llegaron a colidir con Iglesias como se evidencia por el muy bajo grado y deformación de BV.** De cualquier forma Iglesias tiene cierta continuidad y correlación con rocas del Macizo de Santander, mientas que **Bella Vista no tiene continuidad con ninguna otra unidad del basamento andino. Bella Vista es un bloque alóctono y se formó distante al sur de su posición actual,** (posiblemente hacia el Macizo de El Baúl) pre-consolidación del supercontinente Gondwana durante el collage de fines del Brasiliano (que culminó hacia 600 - 545 Ma). En este punto se recomienda la ejecución de varias tesis doctorales y muchas más determinaciones de edades radiométricas, en especial Sm-Nd, que soporten unas más detalladas y precisas relaciones de campo así como estudios paleomagnéticos y geoquimicos complementarios que permitan postular una evolución geodinàmica mejor fundamentada.

Provisionalmente, el autor de este resumen postula que la **Formación Mireles** se depositó en el **Ordovicico inferior (500-465 Ma) sobre un basamento precámbrico de edad Parguazensis/Bella Vista, y otros remanentes de edad Neoproterozoicos**, **que se extendía hacia el Macizo de Santander, en el borde noroccidental del proto-margen del supercontinente Gondwana (Figura 6 y 7)**. El proto-margen del continente Gondwana emigró con el tiempo hacia el Oeste y hacia el Ordovicico Superior (455-435 Ma) se depositó discordantemente la secuencia de la Formación Caparo sobre un basamento tipo Formación Bella Vista tectonizada y metamorfizada durante parte de la orogènesis del Brasiliano-Pan Africano (700-600 Ma), y yacente a su vez discordantemente o trasladada tectónicamente sobre terrenos de edad Orinoquense a Parguazensis. Luego se produjo la consolidación del supercontinente Gondwana y al final de la Orogenia Caledoniana (400-350 Ma), post-intrusiones en Bella Vista y Caparo, con contactos tectónicos concordantes forzados por tectonismo entre Caparo y Mucuchachì “sensus lato”, o parte inferior de Mucuchachí, se produce, en suma, el amalgamiento o consolidación final del Supercontinente Gondwana. El bloque Caparo es levantado, fallado y trasladado tectónicamente hacia su posición actual, siendo cubierto por el thrust o corrimiento de las metamorfizadas y alóctonas formaciones Mucuchachi “sensus estricto” o parte superior y Tostosa en tiempos pre-sedimentación de la Formación Sabaneta. La “Formación Mucuchachí” es por lo tanto alóctona por debajo de la Formación Sabaneta y alóctona por encima de la Formación Caparo y del bloque Caparo. Es decir que existen dos asociaciones de rocas, soldadas y confundidas en una sola unidad, las cuales globalmente han sido designadas como “Fomaciòn Mucuchachi”por simples correlaciones litológicas. El dìa cuando hayamos descifrado la verdadera historia geológica de Muchachi a partir de entonces comenzaremos a entender mucho mejor la aparente compleja geologìa de los Andes venezolanos.

El levantamiento continuó hasta el Pérmico Inferior, depositándose sobre esta secuencia la facies molasoide de la Formación Sabaneta, seguida de una transgresión durante un nuevo evento orogénico, la Orogenesis Herciniano-Varistica (300-210 Ma); transgresión que alcanzó hasta el Pérmico Medio, depositándose sobre la secuencia anterior, en ambientes plataformales marinos someros, la fosilifera Formación Palmarito (Pérmico Medio, 275-265 Ma). Luego de la sedimentación de Palmarito, se produce una última regresión, con cierre del océano

Iapetus y la amalgamación del Supercontinente Gondwana con el Supercontinente Laurentia para formar el gran **Supercontinente Pangea** hacia el final del Pérmico (250-265 Ma). Intrusiones graníticas, se registran principalmente al norte de los Andes Venezolanos, en el Triásico (225 Ma) de finales de la orogénesis Herciniana. y consolidación de Pangea.

III. PALEOZOICO

La sedimentación Paleozoica en Venezuela tuvo lugar entre dos períodos orogénicos universales que ocurrieron uno a fines del Precámbrico-Paleozoico Inferior y el otro durante el Paleozoico Superior-Triásico, conocidas respectivamente como **Orogénesis Caledoniana (500-350 Ma) con el evento Caparoensis (400-480 Ma) y la Orogénesis Herciniana - Varistica (300-225 Ma).**

Las zonas que registran sedimentación paleozóica en Venezuela son:

1. Borde Norte de Guayana
2. Macizo de El Baúl
3. Flanco Sur Andino
4. Flanco Centro-Norte Andino
5. Subsuelo del Lago de Maracaibo
6. Sierra de Perijá
7. El Tinaco, Sebastopol, Yaracuy, Guatopo, (?.)

Los principales problemas o incongruencias que presenta la Geología de los Andes en base a la información recopilada por Gonzàlez de Juana y otros (1.980) son los siguientes:

1. Presencia de secuencias fosilíferas sin metamorfismo (Formaciones Caparo y El Horno) entre rocas metamórficas (Formación Bella Vista infrayacente y Formación Mucuchachi, suprayacente).
2. La Formación Cerro Azul no tiene equivalentes laterales: porqué?
3. El Paleozoico Medio (Devónico) sólo está presente en Perijá como Grupo Río Cachirí, pero está aparentemente ausente en todos los Andes: porque?
4. Formaciones de ambientes sedimentarios distantes se observan en aparentes contactos concordantes: Formación Sabaneta, fluvio-continental, en contacto concordante sobre la Formación Mucuchachí de ambiente marino euxínico
5. Superposición de orogenias y eventos magmáticos con la sedimentación paleozoica.

Sin embargo, en opinión del autor, tales incongruencias son aparentes y desaparecen al considerar a la Formación Cerro Azul equivalente a la precámbrica Formación Bella Vista, siendo ambas alóctonas, y el postular como alóctonas también a las formaciones Mucuchachi, Tostós, Los Torres y muy posiblemente alóctona a la Formación El Aguila. Los Torres es más antigua que Bella Vista y más joven que el Complejo Iglesias, en concordancia con la edad de la Granodiorita de Los Torres, intrusiva en la formación del mismo nombre, de 750 Ma por U-Pb en circones.

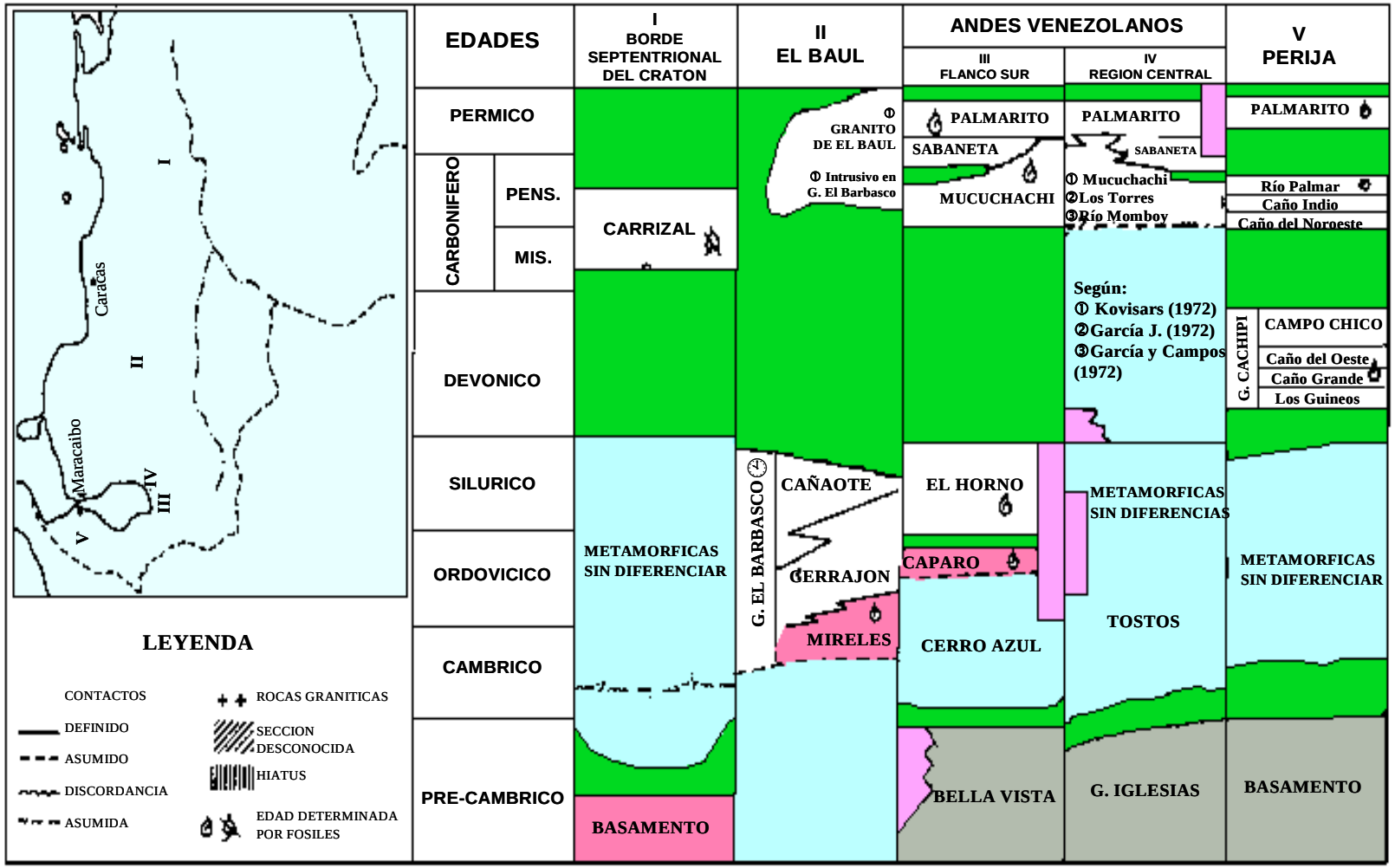


Figura Nro. 11: **Columna litoestratigráfica del Precrámbrico y Paleozoico Andino**
(tomado de González de Juana y otros, 1.980)

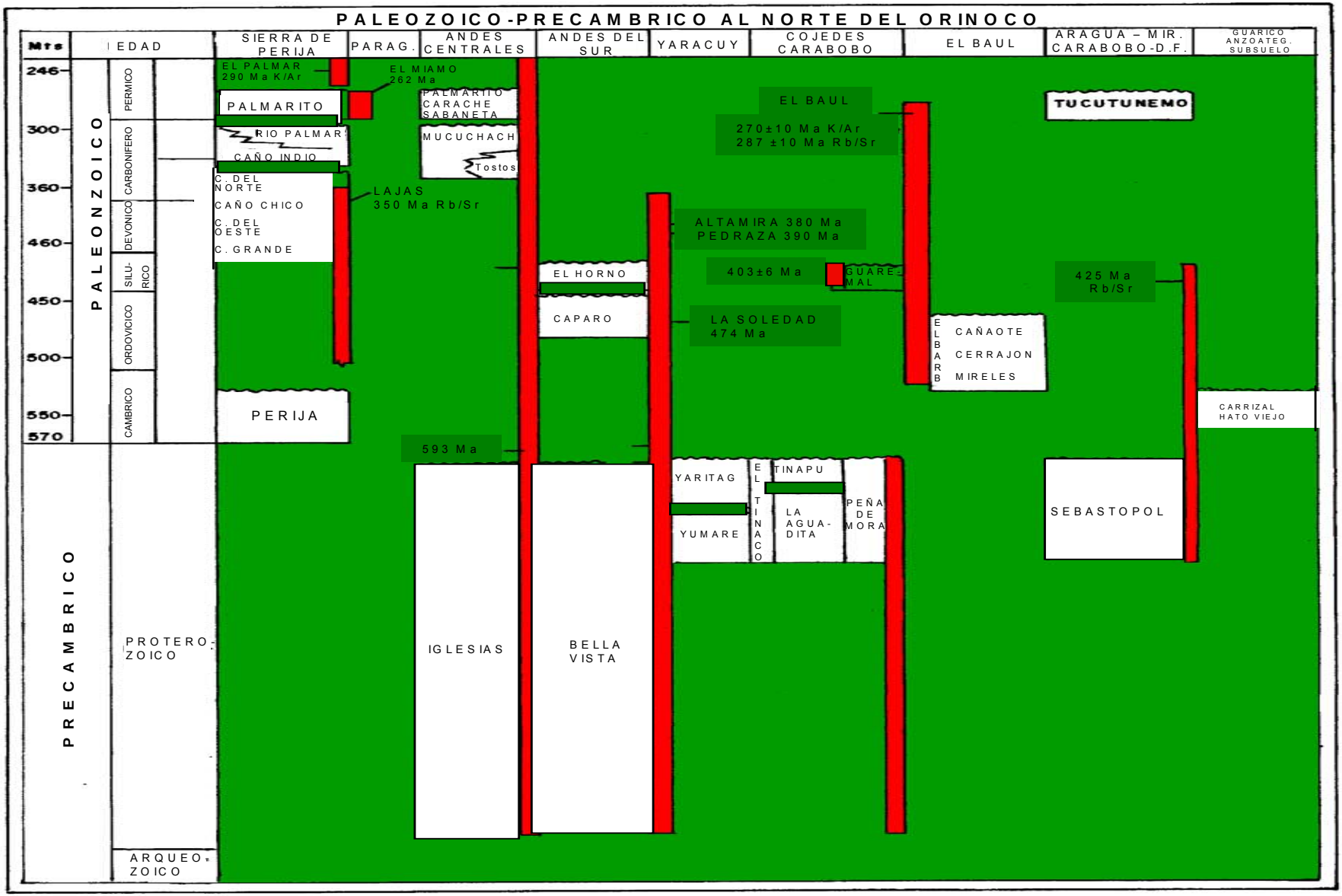


Figura 12 COLUMNAS LITOESTRATIGRAFICAS DEL PRECAMBRICO Y PALEOZOICO AL NORTE DEL RIO ORINOCO, SEGÚN EL LEXICO ESTRATIGRAFICO DE VENEZUELA, 1997

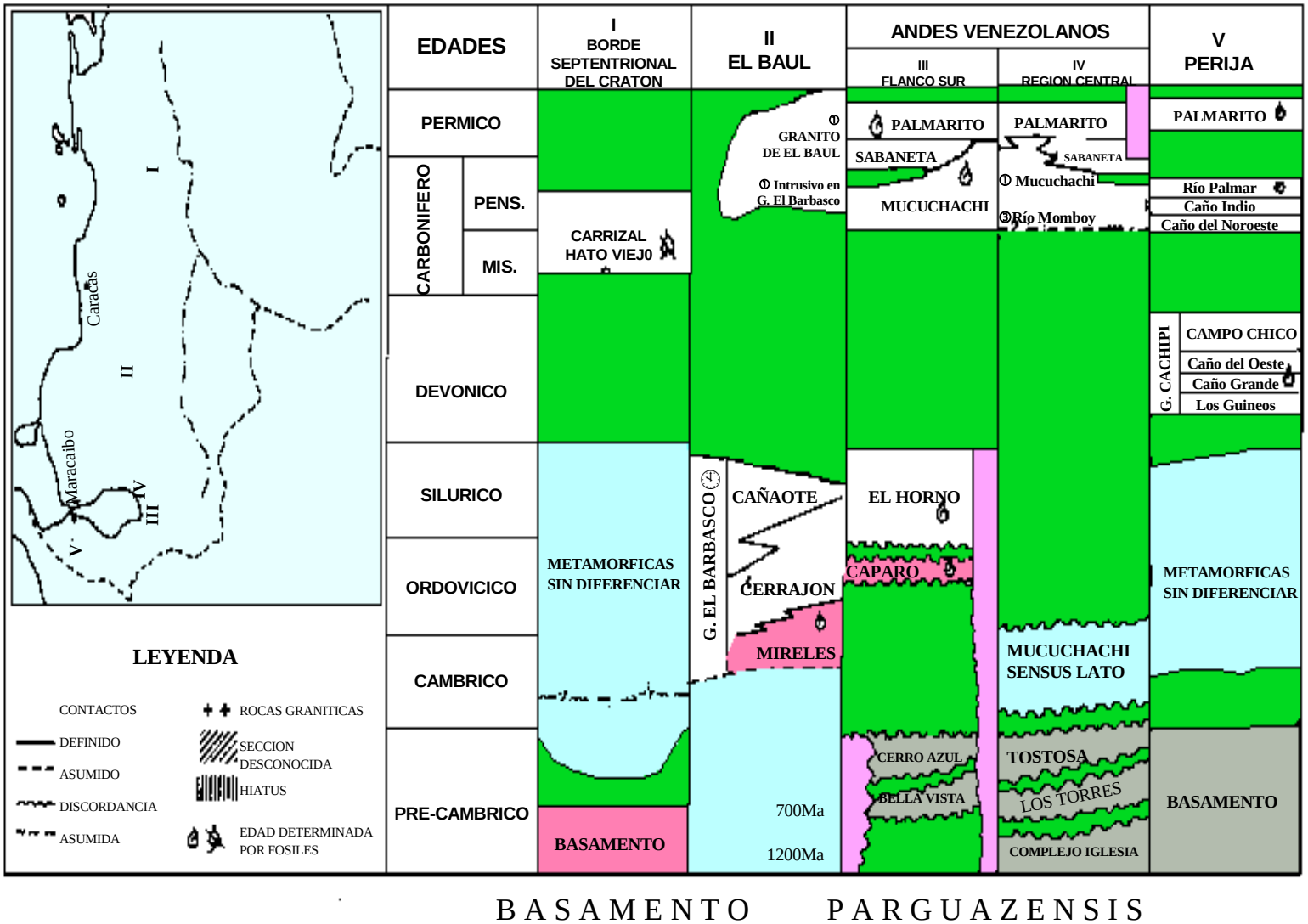


Figura Nro. 13: **Columna litoestratigráfica del Precrámbrico y Paleozoico Andino**
(modificado por V. Mendoza, 2.001)

En la **Figura 11** (tomada de González de Juana y otros 1.980) se relaciona la secuencia estratigráfica del Paleozoico con todas las incongruencias mencionadas. **. La Figura 12** muestra la correlacion de unidades estratigráficas del Paleozoico y Precámbrico de Venezuela, al norte del Río Orinoco y Oeste del Estado Guárico según el LEV 1997.

En la **Figura 13 se expone la secuencia estratigráfica redefinida por el presente autor**. La **Figura 14** muestra las áreas ocupadas en los Andes y Perijá por las distintas formaciones. La **Tabla N 1** contiene un sumario de las edades de las intrusiones graníticas en los Andes.

III.1. PALEOZOICO INFERIOR

GRUPO EL BARBASCO

El GEB (Martín, 1961) aflora en el Hatao El Barbasco a unos 10 Kms al norte del pueblo de El Baúl y se extiende por los cerros adyacentes Bartolo, Barraguán, Galápago y Cayetano en el Macizo de El Baúl, Estado Cojedes.

El GEB se compone litològicamente de tres formaciones meta-sedimentarias con muy bajo grado metamórfico, FEV, al nivel del metamorfismo de la lejana Formaciòn Bella Vista de los Andes: filitas y meta-limolitas fosiliferas de la Formación Mireles, seguida en orden ascendente por una sección intermedia con cornubianitas con intercalaciones de cuarcitas sin fósiles de la Formación Cerrajón y una sección superior con predominio absoluto de meta-areniscas cuarciticas sin fòsiles de la Formación Cañaote.

Solo la FM registra fósiles, trilobites de las especies *Olenellus thompsoni, Paeudemias sp.* y *Wanneria sp.*de edades del Cámbrico Temprano y *Parabolina Argentina* del Cámbrico Tardío a Ordovicico Temprano. La Formación Mireles marca la linea de costa del supercontinente Gondwana que con *Parabolina Argentina* se extiende hasta Argentina donde fue sumamente abundante (Figuras N 6 y N 7). El Granito de El Baúl (287Ma-275 Ma) intrusionó durante la Orogénesis Herciniana-Varistica a rocas del GEB.

En el **Flanco Sur Andino** afloran las formaciones **Caparo y El Horno,** sin metamorfismo, y según Shagam ((1.972), García y otros (1.976, 1.972) las formaciones metamórficas **Cerro Azul, Tostós y Los Torres,** son de edad Paleozoico Inferior.

La **Formación Caparo (**Christ, 1927, González de Juana, 1.951) que yace discordante sobre rocas metamórficas FEV de la Formación Bella Vista y por debajo de rocas similares a la Formación Mucuchachi, y también discordante a fallada a concordante, por debajo de la formación El Horno, representa una secuencia sedimentaria sin metamorfismo que se compone litológicamente de conglomerados, areniscas, limolitas arenáceas grises, limolitas micáceas , lutitas carbonàceas graptoliticas, areniscas calcáreas ricas en fósiles (trilobites, braquiópodos y graptolites), de edad

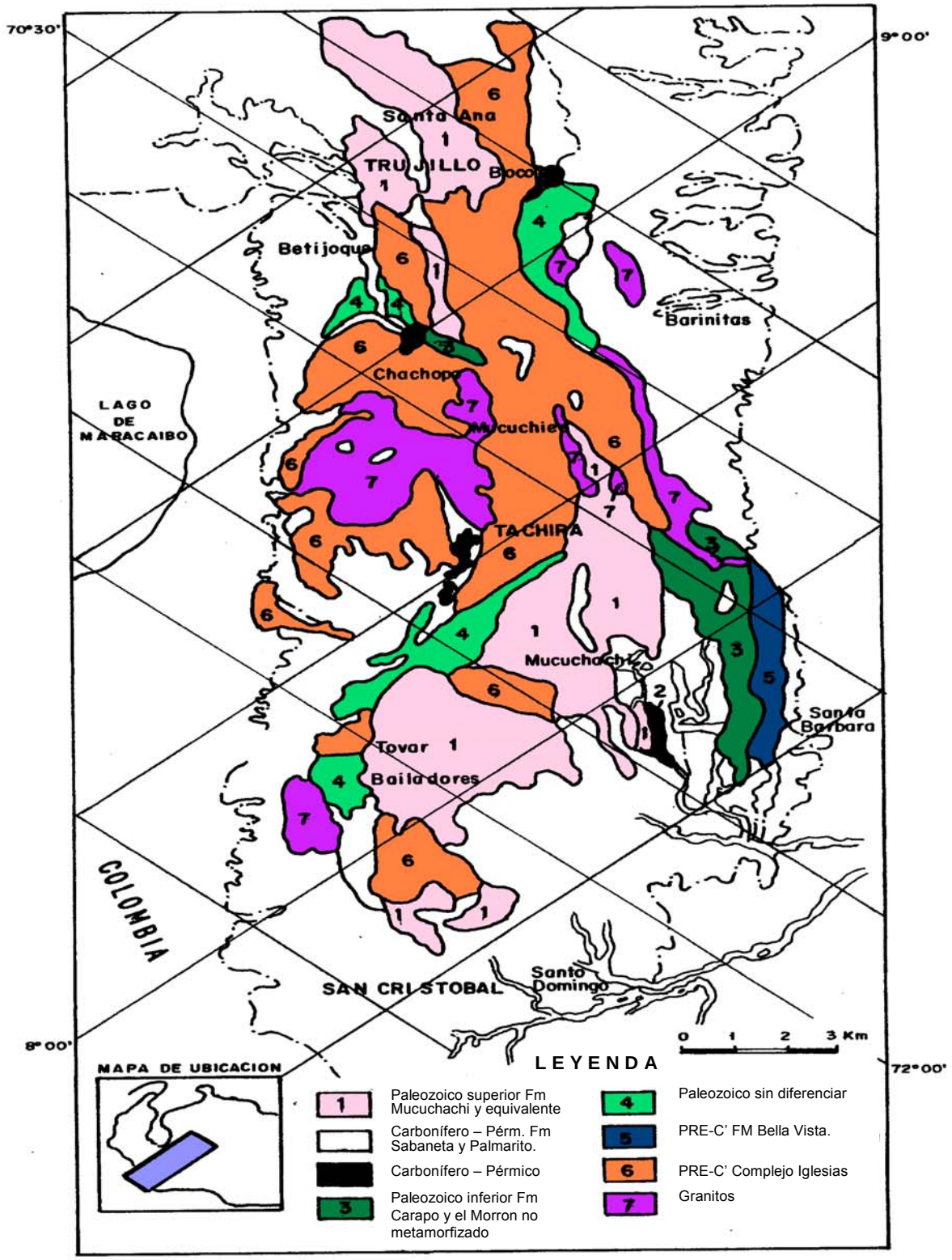


Figura 14. MAPA DE AFLORAMIENTOS DE ROCAS DEL PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO DE LOS ANDES VENEZOLANO (Tomado de González de Juana y otros 1980)

Nº	NOMBRE	U / Pb(m.a.)	Rb / Sr (m.a.)	K / Ar (m.a.)
1	La Grita	229 ± 15		
2	Dacita	425 ± 15		
3	Estanques	440 ± 50		
4	Augen Gneis	463 ± 15		
5	San Jose	720		
6	El Carmen	225 ± 25	200 ± 25	196 ± 10
7	El Valle	225 ± 25		
8	El Carmen	225 ± 25		
9	El Carmen	225 ± 25		
10				
11	La Culata	225 ± 25		
12	Chachopo	225 ± 25		
13	Timotes	435 ± 30		181 ± 9
14	San Isidro	720		
15	Valera-La Puerta	595 ± 40	373 ± 10	181 ± 9
16	La Soledad	475 ± 65		299 ± 4
17	Batacuy	485 ± 30		
18	Río Quiu	465 ± 60		
19	Caparo Superior	615 ± 40		
20	Curito	390 ± 30		
21	Pedraza	390 ± 30		
22	Pedraza La Vieja	585 ± 25		
23	El Cambur II	495 ± 25		
24	La Idea	475 ± 40		
25	El Cambur I	470 ± 50		460 ± 15
26	Gneis de Tado	350 ± 50	660 ± 30	348 ± 15
27	Las Islitas	500 ± 50		
28	San Sebastian	500 ± 50		
29	Canagua	460 ± 20	410 ± 40	
30	Los Conejos		332 ± 20	252 ± 15
31	Sierra Nevada		242	
32	Valera		216 ± 25; 242 ± 15	210 ± 5; 240 ± 5
33	La Azulita		310 ± 20	
34	Sierra Nevada		230 285 ± 35	
35	Tovar		285 ± 15; 286 ± 20	285 ± 20
36	Sierra Nevada		200 ± 25	
37	Cerro Azul			400 ± 7; 393 ± 1

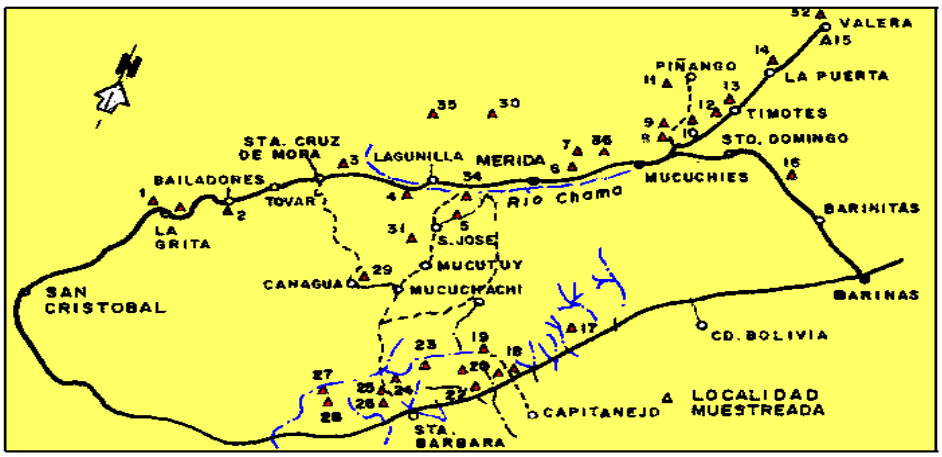


Tabla Nº 1. EDADES RADIOMETRICAS U / Pb, Rb / Sr y K / Ar DE ROCAS DE LOS ANDES VENEZOLANOS (Tomado de Gonzalez de Juana y otros, 1.980)

Ordovicico Medio-Tardío, o sea que Caparo es unos 40 Ma más joven que la Formación Mireles y aflora a más de 380 Kms de distancia de la misma, sugiriendo que el limite Gondwana avanzó hacia el NW, a la posiciòn Caparo hacen unos 415-395 Ma. En el techo de la unidad se observa un conglomerado polimictico con clastos de rocas metamòrficas tipo Formación Bella Vista.

La **Formación El Horno (**Martín Bellizzia, 1968), que aflora en el Caño El Horno, afluente del Rìo Caparo, Estado Barinas, yace parcialmente concordante y parcialmente discordante por encima de la Formación Caparo y discordante por debajo de rocas metamórficas tipo Formación Mucuchachí y de rocas sedimentarias de las formaciones Sabaneta y La Quinta. Litológicamente está constituida por lodolitas limosas, silíceas, conchíferas ricas en braquiópodos; lutitas y limolitas arenáceas, areniscas de grano grueso y hasta conglomerados polimicticos con fragmentos de rocas de la Formación Bella Vista, fragmentos de granitos y de rocas sedimentarias, posiblemente tipo Caparo. Bellizzia y Pimentel (1995) añaden la presencia de rocas volcánicas meteorizadas, ricas en piritas, intrusivas en la unidad. En base a fòsiles de ambiente plataformales (braquiópodos, cefalópodos, trilobites y corales) se le asigna una edad Silurico Inferior a Medio.

En el Flanco Sur Andino no afloran, al parecer, rocas sedimentarias de edad Devónico, o Paleozoico Medio, o fueron erosionadas durante el levantamiento Andino a partir del Mioceno, o sus equivalentes están metamorfizados o simplemente nunca se depositaron porque corresponde a un gran hiatus de consolidación y levantamiento continental (Orogénesis Caledoniana).

La **Formación Cerro Azul** (Schubert, 1968) tiene su localidad tipo en Cerro Azúl a unos 9 km al norte de Barinitas, Estado Barinas y se extiende por la carretera Barinitas-Santo Domingo y también aflora cerca de Ciudad Bolivia (Río Michay) y Páramo de Caldera, Niquitao. Benedetto (1982) la incluyó en su Zona 3 junto con el Complejo Iglesias y las formaciones Mucuchachi, El Aguila, Rio Momboy, Los Torres y Tostós. Bellizzia y Pimentel (1994) siguiendo las ideas de Benedetto la incluyeron en su terreno Mérida junto con las otras unidades, pero con el concepto de unidad litodémica con el rango de Asociación Cerro Azúl. Litológicamente la unidad se compone de filitas de color azul verdoso, esquistos sericiticos grises y cuarcitas impuras. La unidad ha sido intrusionada por los Granitos de Cerro Azúl (400 ± 7 Ma) y el Granito de la Soledad (475 ± 65 Ma), lo cual implica que la FCA es al menos más vieja de esa edad, o sea Paleozoico Inferior, pero pudiese incluso ser de edad Neoproterozoica como la Formación Bella Vista. Cerro Azul presenta la misma litología, metamorfismo que la Formación Bella Vista y está como ella en contacto de falla con las suprayacentes formaciones y "aislada" sin continuidad lateral.

El autor de este resumen postula que la Formación Cerro Azùl es probable equivalente de la Formación Bella Vista y que ambas representan bloques alóctonos soldados o agregados por "collage" tectónico en la formación del supercontinente Gondwana, durante la Orogenésis Caledoniana. Discordantemente encima de la Formación Cerro Azul aflora la Formación Palmarito, en el área de Barinitas-Santo Domingo.

Shagam (1969) propuso el término de **"Facies Tostosa"** para referirse a rocas litològicamente similares a las de la Formación Bella Vista, siendo elevada al rango de formación por Canelón (1976)

e incluida en la Zona 3 de la zonación tectono-estratigràfica el NO de Sudamérica por Benedetto (1982) y finalmente Pimentel y otros (1995) le dan el nombre de **Formación Tostós**, que sería parte del complejo que forma el núcleo de los Andes, conjuntamente con el Complejo Iglesias, y las formaciones Mucuchachí, El Aguila, Cerro Azúl, y Los Torres . Bellizzia y Pimentel (1994) habían incluído a la FT como una unidad litodémica, denominada Asociación Tostós, parte del "Terreno Mérida". Su localidad tipo se encuentra en la parte baja del **río Tostosa** al sur de la Falla de Boconó, Estado Mérida y se continúa al norte del Páramo de La Grita y en el Páramo La Negra Otras franjas de esta unidad se extienden por San Simòn, Zea y Siloe y Tovar-Santa Cruz de Mora hasta Estanques, quebradas Las Casas, Anís hasta el oeste de Ejido.

La unidad representa la parte inferior de la Formación Mucuchachí (Grauch, 1.975), está "tostada" u "hornfelsada" por metamorfismo de contacto por la intrusión de la Dacita de Bailadores (425±30 Ma) y se compone, litológicamente, de filitas y esquistos micáceos, biotíticos ± anfibolitas y meta-limolitas y hasta meta-conglomerados. Canelón y García (1.977) extienden los afloramientos de Tostós desde el río Tostós hasta Santa Cruz de Mora y la Quebrada Las Casas y refieren que la Formación Tostós al Norte de la Falla de Boconó se compone de filitas cuarzo-muscovíticas (50%), pizarras, gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos biotítico-granatífero-estaurolíticos.

Estas rocas contienen grafito y pirita lo cual sugiere sedimentación en ambiente reductor. Esta unidad está intrusionada por muchos apófisis de rocas graníticas, entre los que destacan La Granodiorita de Pueblo Hondo y el Granito de La Victoria. Tostos suprayace discordantemente a la Asociación Sierra Nevada, en el Páramo La Negra e infrayace discordantemente tambièn a formaciones del Paleozoico Tardío como Sabaneta o del Cretácico Temprano como Río Negro. Esta formación, sin ninguna base aparece correlacionada en el Léxico Estratigràfico de Venezuela, 3 edición, con las formaciones o asociaciones Mucuchachi, Los Torres, Cerro Azúl, El Aguila y Río Momboy.

.

García y Campos (1.972) definen la **Formación Los Torres**, al oeste de La Puerta y próximo a la Quebrada La Maraquita donde se localiza discordante sobre el Complejo Iglesias. En esa sección comienza con esquistos estaurolíticos-granatíferos de color negro brillante, meta-limolitas y cuarcitas calcáreas seguidas de esquistos estaurolíticos y meta-limolitas, que son las rocas más abundantes, con escasas anfibolitas. García y Campos (1 .972) consideran que la Formación Los Torres representa la base del Paleozoico Superior y es correlativa con la Formación Mucuchachí y que en su tope es gradacional a la Formación Río Momboy.

Sin embargo, en el Páramo Los Torres, Estado Trujillo, García (1.976) observó un pequeño cuerpo de granodiorita intrusiva en la Formación Los Torres. Edades en circones de esa granodiorita por U-Pb realizados por Burlkley (1.976) dan 750 Ma. Ese autor estima que tal edad no concuerda con lo observado por García y Campos y que debería ser consecuencia de alguna herencia radiológica.

Para el autor de este resumen académico, la Formación Los Torres presenta un grado metamórfico de la facies anfibolita, parte inferior, es decir menor que el grado metamórfico del Complejo Iglesias, pero mayor que el metamorfismo de la Formación Bella Vista y esto conjuntamente con la edad de 750 Ma aportada por Burlkley suportan que la FLT es màs antigua que la Formación Bella Vista pero más joven y con menor grado metamórfico que el Complejo

Iglesias. En consecuencia se recomienda revisar la referida transición de la FLT con la formación Río Momboy, pudiendo tratarse de un contacto más de tipo tectónico, posiblemente reactivado durante la orogénesis Herciniana. No hay ninguna relación entre el grado metamórfico de Los Torres con el incipiente o muy bajo grado metamórfico de Río Momboy al punto que originalmente esta última fue correlacionada con Río Cachiri por Liddle (1.928) y otros geólogos petroleros.

III.2 PALEOZOICO MEDIO

El Paleozoico Medio (= Devónico + Mississippiano) no ha sido localizado en ninguna región andina ni en El Baúl ni en el subsuelo del Lago de Maracaibo y sólo aflora en la Sierra de Perijá, en su flanco oriental donde Liddle (1.943 y 1946) definió la Serie Río Cachiri y la caracterizó por la abundancia de fósiles indicativos de ambientes sedimentarios plataformales poco profundos, sin ningún vestigio de metamorfismo.

El **Grupo Río Cachirí** (Liddle 1928; Hea y Whitman, 1960) tiene su localidad tipo en las cabeceras del Río Cachirí, a unos 89 km al oeste de Maracaibo, Estado Zulia, ocupando una faja a lo largo del flanco oriental de la Sierra de Perijá hasta los distritos Mara, Maracaibo y Perijá con 110 km de longitud, llegando hasta el norte de la República de Colombia e incluso cerca de la Sierra de Santa Marta. El grupo consiste mayormente de lutitas de colores negros, grises y rojas, areniscas grises micáceas, areniscas cuarciticas y calizas de color rojo a negruzco.

El GRC se divide en las formaciones, en orden ascendente **Los Guineos, Caño Grande, Caño del Oeste y Campo Chico.** (Benedtto 1982) y Bellizzia y Pimentel (1995) lo incluyen en el terreno Chibcha conjuntamente con la Cordillera Oriental de Colombia, el Macizo de Santander y parte del Flanco Oriental de la Cordillera Central de Colombia. El GRC suprayace discordantemente al Granito de Lajas (310 Ma a 370 Ma; Martìn, 1968) a las rocas metamórficas de la Asociación litodémica Perijá e infrayace discordantemente a formaciones del Paleozoico Tardío y Mesozoico del Grupo La Ge. Su edad en base a abundantes fósiles va desde el Devónico Temprano hasta el Carbonífero Temprano (Mississipiense). Estos son los únicos sedimentos del Paleozoico Medio o Devónico conocidos hasta ahora en toda Venezuela., pero es abundante en la Cordillera Oriental de Colombia.

La **Formación Los Guineos** comienza en el Río Lajas con una brecha de guijarros de cuarzo de veta y areniscas cuarcíticas mal escogidas con estratificación cruzada, seguidas por lutitas limosas de color gris, intercaladas con lutitas también grises y hacia el tope aparecen las calizas negras, delgadas, fosilíferas y margas limosas macrofosilíferas con edades correspondientes al tope del Devónico Inferior.

La **Formación Caño Grande,** localizada en el caño del mismo nombre y afluente del Río Cachirí, se subdivide en dos miembros. El **Miembro Inferior** está formado básicamente por subgrauvacas micáceas y areniscas de grano fino de color marrón, derivadas de rocas metamórficas (esquistos y gneises, posiblemente de la Formación La Sierra o rocas metamórficas sin diferenciar). El **Miembro Superior** se compone de calizas y lutitas bioclásticas, recristalizadas, muy ricas en fósiles, con cuatro intervalos bien definidos por Bowen (1.972): caliza superior de 65 m de espesor, seguida hacia abajo de 515 m de lutitas bioclásticas, luego vienen descendentemente 90 m de la caliza inferior y finalmente hacia la base del Miembro Superior se

localizan 190 m de intercalaciones de areniscas y lutitas. Los fósiles son muy abundantes (corales, briozoaurios, moluscos, braquiópodos y trilobites) y permiten asignar una edad a esta formación que va del tope del Devónico Inferior a la base del Devónico Medio.

La formación Caño Grande es concordante y transicional tanto con la infrayacente Formación Los Guineos como con la suprayacente Formación Caño del Oeste y esta última, según Hea y Whitman (1 .960) se puede subdividir en dos miembros. Sin embargo Bowen discrepa de lo anterior y define a la **Formación Caño del Oeste** como una sección predominantemente lutítica de unos 400 m de espesor, con unas escasas limolitas calcáreas. Los fósiles (pelecípodos, gasterópodos, corales) encontrados son menos abundantes que en la Formación Caño Grande, pero permiten asegurar, así como con el soporte palinológico, una edad Devónico Medio para esta formación.

Finalmente, cierra el ciclo transgresivo concordantemente sobre la Formación Caño del Oeste la **Formación Campo Chico,** que se compone litológicamente de grauvacas, o areniscas impuras, ferruginosas, grano fino a medio, color gris a marrón aceituna, intercaladas con limolitas calcáreas y rara vez delgadas y discontinuas calizas microcristalinas, sin fósiles, de color gris oscuro. Esta formación es de ambientes subdeltaicos, marinos-salobres a marinos muy poco profundos. Determinaciones palinológicas, como se refirió más arriba, sugieren una edad próxima al Devónico Medio a Superior.

III.3. PALEOZOICO SUPERIOR

La sedimentación de edad Paleozoico Superior se reconoce en varias regiones de Venezuela, entre otras el Borde Septentrional del Escudo de Guayana, los flancos Sur y Centro-Norte Andinos y en la Sierra de Perijá. En la denominada Faja Petrolífera del Orinoco perforaciones exploratorias (pozo Carrizal 2X y el pozo Suata IX) identificaron rocas sedimentarias de las denominadas formaciones Carrizal y Hato Viejo con esporas de edad Mississippiano. En el flanco Sur Andino geólogos (W. R. Smith y H.C.Arnold) de las antiguas compañías petroleras Shell y Créole, en la quebrada Carrizal y en el Río Mucuchachí, cerca de la desembocadura con el Río Aricagua, localizaron filitas fosilíferas en la **Formación Mucuchachí** que sugieren una edad Pensilvaniano a Pérmico.

El ambiente sedimentario de **Mucuchachi** es algo contradictorio, por una parte la abundancia de filitas y pizarras, carbonáceas y piríticas, sugieren fondos marinos tranquilos posiblemente restringidos, mientras que por la otra parte, la presencia de meta-areniscas y meta-conglomerados sugiere sedimentación plataformal muy poco profunda a costanera, al menos que se evidencien estructuras turbidíticas que aún no se han verificado.

Luego seguiría una sedimentación continental molasaoide del tipo Formación Sabaneta, cuyas areniscas y conglomerados del miembro inferior son característicos de canales divagantes de ríos entrelazados desarrollados en grandes abánicos aluvionales, mientras que el miembro superior con sus capas rojas son características de llanura aluvial baja a deltaica, pero la presencia de estramatolites de algas sugiere la inundación intermitente por aguas marinas de las llanuras aluviales.

La suprayacente **Formación Palmarito** en su miembro inferior, rica en areniscas con marcas de corrientes e intervalos con restos de plantas, representa la transición de ambientes deltaicos continentales a marinos costaneros. Su miembro superior con calizas y margas fosilíferas con **parafusilina sp** sugiere ambientes marinos plataformales extensos y tranquilos con muy bajo aporte de clásticos continentales. En la región central y norte andina afloran rocas similares a Mucuchachí con fósiles que Liddle (1.928) las consideró incluso de edad Río Cachirí del Devónico Medio y las denominó Formación Río Momboy.

La **Formación Río Momboy** (Liddle 1928; Pierce, 1960) tiene su localidad tipo en la Quebrada Mocojó, afluente del Rio Momboy, del Estado Trujillo. García y Campos (1972) dividieron la FRM en dos miembros: el **Miembro Mocojó**, inferior y el **Miembro Mendoza,** superior. Mocojò consiste predominantemente de filitas biotiticas de color gris plomo intercaladas con cuarcitas de colores gris verdoso, de grano fino. El Miembro Mendoza está formado por potentes paquetes de hasta 50 m de espesor de calizas arenosas fosilìferas y filitas intercaladas con cuarcitas.

La sedimentación de Río Momboy se inició en una cuenca estrecha y profunda con áreas continentales limitantes positivas (Asociación Sierra Nevada y Asociación Los Torres). El espesor de la unidad es de 3.755 m según Garcìa y Campos (1972), de los cuales 2.450 m corresponden a las filitas de Mocojò y 1.305 m a la parte superior o Miembro Mendoza. Al parecer, la unidad es discordante sobre los granitos de Valera-La Puerta y Timotes y sobre el basamento de la Formación Sierra Nevada y tambien es discordante su contacto superior con rocas del Paleozoico Tardìo, Mesozoico y Terciario. La Formación Río Momboy en su parte basal, según García y Campos (1.972) es concordante y hasta transicional con la Formación Los Torres.

La Formación Tostós y la Formación Los Torres fueron incluidas varias veces por Shagam en el Precambrico Superior al nivel y por debajo de la Formación Bella Vista y otras veces al nivel de la Formación Mucuchachí del Paleozoico Superior.

García y Campos (1.972) correlacionaron esta unidad en su parte inferior con la Formación Mucuchachì; los miembros El Gavilan y El Balcòn de la Formación El Aguila con el Miembro Mocojó y la Formación Sabaneta y el Miembro Mendoza y las calizas de Cebolleta los correlacionaron con la Formación Palmarito**.** Bellizzia y Pimentel (1995) la consideran una unidad litodémica definida como Asociación Río Momboy. **No se han encontrado fòsiles en la unidad en los cuales basar su edad ni tiene edades indirectas por dataciones en intrusiones. Se la considera de edad Carbonífero-Pèrmico (LEV, 1997).**.

La Formación El Aguila (Kovisars, 1972) tiene su localidad tipo en el Páramo de Mucuchíes**,** cerca del Pico El Aguila. Estas rocas fueron correlacionadas equivalentes a las de las formaciones Mucuchachì (Shagam, 1972), Tostòs (Grauch, 1975) y hasta Río Momboy (García y Campos, 1972). Benedetto (1982) la incluye en su Zona 3 de su zonación tectono-estratigráfica del NO de Sudamérica. Bellizzia y Pimentel (1994) la incluyen como **Asociación El Aguila en su unidad litodémica "Terreno Mérida".**

Kovisars (1972) subdividiò la FEA en tres miembros que en orden asecendente son: **Miembro de Cuarcitas de Gavilán, Miembro El Balcòn y Miembro Caliza de Cebolleta.** El "**Litodemo de Cuarcita de Gavilán**" es una faja fallada de cuarcitas micáceas con intercalaciones de filitas. El **"Litodemo de El Balcón**" está fomado por filitas y metalimolitas

granatíferas y estaurolíticas localmente y el **"Litodemo Caliza de Cebolleta**" es una franja estrecha de calizas impuras, siliceas, metamorfizadas, con crinoideos fósiles no identificables, que aflora al oeste del Pico el Aguila, cerca de silos de papas. **Estaurolita** es relacionada a fallas y la andalucita a intrusiones en la FEA. Esta unidad es discordante sobre rocas de la Formación Sierra Nevada y según Kovisars (1972) las calizas de Cebolleta infrayacen concordantemente a la Formación Sabaneta, lo cual parece algo estraño dado el carácter continental de Sabaneta, al menos que se trata de un contacto tectònico concordante.

García y Campos (1974) correlacionaron litológicamente Las Cuarcitas de El Gavilan y las Filitas de El Balcòn con la Formación Mucuchachi y con el Miembro Mocojó de la Formación Río Momboy y las Calizas de Cebolleta con la Formación Palmarito y el Miembro Mendoza de la Formación Río Momboy. El correlacionar rocas de la FEA, sin fósiles, con metamorfismo al nivel de la la facies anfibolita, parte inferior, con rocas con bajo grado metamòrfico, esquistos verdes, como la Formación Mucuchachí o sedimentaria con fósiles como la Formación Palmarito, carece de justificación, ya que la posición relativa es puramente tectònica. La Formación El Aguila, debe ser màs antigua que las formaciones sedimentarias Caparo y El Horno y por ello y por su grado metamòrfico debe alcanzar una edad Neoproterozoico, al nivel de la Formación Bella Vista, quizás por encima de la Formación Tostós o Tostosa.

La **Formación Mucuchachí** fue definida por Crist (1.927) en Mucuchachi en el camino de Santa Bárbara de Barinas, discordante encima del Grupo Iglesias y por debajo de la Formación Sabaneta, generalmente en contacto de falla. Su localidad tipo se localiza cerca del pueblo de Mucuchachí, Estado Mérida y se extiende desde cerca de San Cristóbal hasta Carache en el Estado Trujillo. Benedetto (1982) la incluyò en su Zona 3 de su Zonación tectono-estratigràfica de Sudamérica. Bellizzia y Pimentel (1995) la consideraron como **una unidad litodémica denominándola Asociación Mucuchachí** de edad Paleozoico Superior.

Litològicamente, la unidad consiste de una secuencia al parecer monòtona de pizarras y filitas finamente laminadas, de color gris oscuro azulado, con algunas intercalaciones de areniscas. Localmente se observan meta-conglomerados, metaftanitas, calizas cristalinas, rocas volcánicas y piroclàsticas fèlsicas que hospedan en Bailadores mineralizaciones de sulfuros masivos de Zn,Cu, Pb y Ag tipo Kuroko, de ambientes de arcos de islas volcànicos. La pirita y el material carbonàceo sugieren condiciones anaeróbicas ya sea en cuencas aisladas con acceso restringido a los mares abiertos, o ya sean en ambientes abiertos de aguas marinas muy profundas con escasas corrientes de fondo. Al parecer localmente se localizan en la región de Bailadores-Guaraque texturas que indican flujos-turbiditicos. Se estima un espesor promedio de 5000 m.

Se han encontrado abundantes fósiles en las rocas calcáreas, parte superior de la Formación Mucuchachí, tales como braquiópodos, briozoarios, crinoideos y restos de plantas (*Stigmaria ficoides, Lepidophylloides sp.)* que indican una edad carbonífera no más antigua que el Mississippiano. Dataciones de una meta-lava intrusiva en la FM por el método Rb/Sr roca total arrojò una edad de 350 Ma, cercana al lìmite Devónico-Carbonífero (Bellizzia y Pimentel, 1995) y una edad Rb/Sr roca total en meta-pelitas de 289 Ma. La unidad es correlacionable con las formaciones Caño Indio y Río Palmar de Perijà y con la parte superior del Grupo Río Cachirí. Varios autores (Benedetto, 1982; Bellizzia y Pimentel, 1995) han correlacionado a la Asociación Mucuchachì con las asociaciones litodémicas Los Torres, Río Momboy, El Aguila, Cerro Azúl y Tostós. La unidad se localiza en contacto de falla sobre las formaciones Caparo y El Horno,

discordante sobre el Complejo Iglesias, y en contacto de falla a tectónico concordante con las suprayacentes formaciones Sabaneta y Palmarito.

Los afloramientos de las formaciones **Sabaneta y Palmarito** en la zona centro-norte andina, que es más profunda y deformada que la cuenca sur andina, forman un alineamiento discontinuo entre la región de Carache, en el Estado Trujillo y el Páramo de Zumbador en el Estado Tachira. En ambos lados del Páramo La Negra, la Formación Sabaneta yace discordante sobre rocas metamorficas sin diferenciar del Paleozoico Inferior (= Formación Mucuchachí sensus lato?) y en la carretera de Pregonero la Formación Sabaneta se encuentra en contacto de falla con la Formación Mucuchachí. Al Sur de La Grita, al parecer, la misma Formación Sabaneta, por debajo del miembro calcáreo de la Formación Palmarito, se observan capas de carbón asociadas con capas de yeso de carácter lenticular, es decir de ambientes paludales a incipientes evaporticos.

En la Sierra de Perijá el Paleozoico Superior está representado por dos secuencias (Bowen, 1.972), una inferior constituida por las formaciones Caño del Noroeste, Caño Indio y Río Palmar y otra secuencia superior ocupada por la Formación Palmarito. Bowen correlacionó las formaciones Caño del Noroeste y Caño Indio con la Formación Sabaneta de los Andes, aunque las dos primeras representan sedimentación marina restringida de aguas llanas y Sabaneta es generalmente continental. La Formación Río Palmar contiene calizas oolíticas y fosilíferas, con fusulínidos, con edad bien establecida del Pensilvaniano Medio, de ambientes marinos plataformales poco profundos de mares tranquilos, aunque las oolitas sugieren mayor energía, pudiendo alternarse ambos.

A la **Formación Sabaneta,** González de Juana (1951) y Pierce y otros (1961), la describieron en trece sitios. Su localidad tipo se localiza en Sabaneta en el camino de Santa Bárbara de Barinas a Mucuchachí en la desviación Palmarito y La Aguada, Estado Mérida. Los mejores afloramientos se observan al norte de Rio Caparo, en los alrededores de Mérida, en Jají y en la carretera Páramo La Negra-La Grita, Estado Táchira. La unidad se extiende en dos bandas: una al norte del Rio Chama y la otra al sur de Mucuchíes.

Arnold (1966) describió dos miembros. El **Miembro Inferior** está formado por areniscas macizas, con estratificación cruzada, de grano grueso a guijarrosa, de color amarillento a marrón, con cantidades menores de lutita carbonosa de color gris y conglomerados hacia su tope con cantos de granito, cuarzo y cuarcita. El **Miembro Superior** lo forman las características “capas rojas” de Arnold (1966) que consisten de una intercalación de areniscas de colores rojos y colores marrones y limolitas de color rojo violeta, pasando hacia arriba a sedimentos de grano fino limoso calcáreos de la Formación Palmarito.

En las cercanías de Mérida la FS se compone de una brecha de peñones de 900 m de espesor, recubiertos por una secuencia de areniscas y conglomerados que grada a grano fino hacia su tope y que corresponde con la banda norte del Rio Chama. Su ambiente es continental localmente piemontino. Su espesor puede alcanzar los 3.360 m (Arnold, 1966).

La Formación Sabaneta también sufrió algún, aunque menor, traslado tectónico. Se pueden resumir en la Formación Sabaneta cuatro facies:

1) Facies Aricagua, con conglomerados basales, seguidos por areniscas cuarciticas y conglomerados.

2) Facies Boconó, constituida por conglomerados y areniscas conglomeráticas.

3) Facies Mérida, con brechas de meta-conglomerados mal escogidos, con cloritoide en la matriz, en la parte superior y conglomerados, areniscas y limolitas, en la parte inferior.

4) Facies Quebrada Las Casas, compuesta de meta-conglomerados, areniscas cuarcíticas y meta-limolitas. El ambiente de sedimentación es continental de canales divagantes de ríos entrelazados desarrollados en grandes abánicos aluvionales.

Se le asigna una edad Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano. Se la correlaciona en parte con la Formación Mucuchachí.

La **Formación Carache** (Benedetto y Odreman, 1977) se diferencia de la Formación Sabaneta por la ausencia de conglomerados y la presencia de facies y faunas marinas. Bellizzia y Pimentel (1995) la localizan en el **"Supraterreno Mérida**" junto con las formaciones Sabaneta y Palmarito. Su localidad tipo se encuentra en la carretera Carache-Agua de Obispo, en el Estado Trujillo y se extiende hasta el Sur del Estado Lara. Litológicamente se compone de una secuencia de areniscas, lodolitas y lutitas de color pardo-rosado frecuentemente mal consolidadas. Benedetto y Odreman (1977) distinguen dos aparentes miembros, uno inferior, equivalente a Sabaneta, arenoso y otro miembro superior, equivalente a Palmarito, compuesto de lutitas de ambientes marinos de aguas relativamente poco profundas.

Se estiman unos 3.520 m de espesor de los cuales unos 2.800 m corresponden al miembro inferior y 720 m para el miembro superior**. En realidad Carache representa la transición Sabaneta – Palmarito, pero predominantemente con características de Sabaneta.** Su parte superior es rica en fósiles y la inferior con abundante flora, con edades que van desde el Pensilvaniano Medio al Pensilvaniamo Tardío

La **Formación Palmarito** (Liddle 1946, González de Juana, 1951) tiene su localidad tipo cerca del paso Palmarito en el camino de Mucuchachí a Santa Bárbara de Barinas, entre el Alto del Arenal y Palo Quemao, Estado Mérida con buenas secciones cerca de Carache en las quebradas Tiama, Mucuchache y Loma de San Juan y se extiende en dos franjas: una al Norte que pasa por Táchira, Mérida, carretera El Aguila-Valera, Trujillo y Lara y la otra franja sur que se extiende por Barinas, Boconó. Litológicamente Arnolds (1966) la dividió en un miembo inferior clástico y un miembro superior de calizas.

El **Miembro Inferior** comienza con areniscas con restos de plantas y lechos delgados de carbón y hacia niveles más superiores se hacen calcáreos, marinos, con fósiles, pasando a margas y finalmente calizas en su tope. El **Miembro Superior** consiste de calizas, a veces cristalinas masivas, con intercalaciones de margas delgadas fosilíferas. Los ambientes van desde marinos salobres a marinos profundos de salinidad normal. Palmarito representa un hemiciclo

transgresivo inferior y un hemiciclo regresivo superior. Su espesor oscila entre 550 m a 740 m. El contacto sobre la Formación Sabaneta es concordante y transicional y su contacto superior es discordante por debajo de la Formación La Quinta. La FP es rica en fósiles, sobre todo en la región de Carache que incluye braquiópodos, bivalvos, crinoideos, briozoarios, corales, gasterópodos, trilobites, foraminíferos y ostrácodos considerándose de edad Pérmico. Algunos autores la correlacionan con la Formación Río Momboy.

En la **Sierra de Perijá** afloran discordantemente por encima de rocas metamórficas paleozoicas sin diferenciar y/o de rocas de la Formación Campo Chico del Grupo Río Cachiri, rocas sedimentarias de edad Paleozoico Superior conocidas como Caño del Noroeste, Caño Indio y Río Palmar.

La **Formación Caño del Noroeste** fue nombrada asi por Bowen (1.972) en el caño del mismo nombre y en el Río Cachirí. Litológicamente se compone de arcosas intercaladas con lutitas limosas de variados colores, con una delgada caliza con asociadas margas fosilíferas (crinoideos, fusulínidos y braquiópodos) que se consideran edad Carbonífero Medio-Inferior lo cual implica un fuerte hiatus con respecto a la Formación Campo Chico cosa que no parece claro en las relaciones de contacto de campo.

La **Formación Caño Indio** fue también nombrada por Bowen (1.972) en un afluente del mismo nombre del Río Guasare y se componen de litologías de colores rojizos, areniscas macizas intercaladas con limolitas que predominan hacia el tope de la formación; y en las cabeceras del Río Cachirí se encuentra una asociación similar pero intercaladas con tobas y brechas volcánicas félsicas, también de colores rojizos, en zona de una gran complejidad tectónica. La formación carece de fósiles y parece no ser de ambientes marinos. Caño Indio es concordante y transicional en parte y discordante en parte también con la infrayacente formación Caño del Noroeste, pero siempre es concordante y transicional con la suprayacente, marina y fosilífera **Formación Río Palmar.**

La **Formación Río Palmar** aflora en el río de ese nombre y se compone predominantemente de calizas, oolíticas cerca de la base y conchíferas en el resto de la sección y por sus fósiles (fusulínidos y corales) se considera de edad Pensilvaniano inferior, asociadas con cantidades menores de limolitas calcáreas finas. En su parte media muestra dos horizontes con ftanita posiblemente debida a cambios en las condiciones Eh-pH sedimentarias.

La **Formación Palmarito** ya fue descrita en los Andes y ahora **en Perijá** donde aflora en la Sierra Norte se compone de dos miembros. **El Miembro Inferior** consiste de 90 m de areniscas de grano fino a medio, grises, con estratificación cruzada. **El Miembro Superior** está representado esencialmente por calizas grises, fosilíferas con ftanita que indican una edad Pérmico, desarrolladas en ambientes marinos plataformales. La Formación Palmarito en Perijá suprayace discordantemente formaciones pre-Pérmicas y/o rocas metamórficas más antiguas, del Paleozoico Inferior y está cubierta discordantemente por rocas sedimentarías y piroclásticas del Grupo La Ge y/o discordantemente también por la Formación La Quinta.

En el borde norte del Escudo de Guayana, por perforaciones en la Faja Petrolífera del Orinoco, se han recuperado rocas, interdigitadas entre si y que se conocen como pertenecientes a las formaciones Carrizal y Hato Viejo. La **Formación Carrizal** se compone de

argilitas negras a verdosas, con intercalaciones locales de limos, areniscas y hasta conglomerados. Datos palinomórficos (Densosporitas y otros) sugieren una edad Paleozoico Superior, Mississippiano. Sin embargo, Di Giacomo (1.985) y Sinanoglu (1.986) en revisiones de acritarcos le asignan una edad Cármbrico. El autor de este resumen toma estas edades con reservas, sujetas a más información concluyente al respecto. La **Formación Hato Viejo** está formada por arcosas de grano medio a grueso, que pasan lateralmente a areniscas cuarcíticas y conglomerados que se intedigitan con rocas similares en la base de la suprayacente Formación Carrizal. Discordantemente sobre la Formación Carrizal se reconocen secciones del Grupo Temblador y de la Formación Oficina y de sus equivalentes, del Terciario Superior.

IV. ROCAS GRANÍTICAS DE LOS ANDES, PERIJÁ, EL BAÚL Y PARAGUANÁ Y DEPOSITOS MINERALES

Según Shagam (1.967) geográficamente, en edad y origen de formación, en los Andes se distinguen tres tipos de rocas graníticas, a saber:

1. **Granitos del Norte:** intrusivos en el Complejo Iglesias, con muscovita predominante (catazonales)
2. **Granitos Centrales:** intrusivos en el Complejo Iglesias con muscovita/biotita (cata-mesozonales)
3. **Granitos del Sur:** unos intrusivos en la Formación Bella Vista, con muscovita y/o biotita (cata-mesozonales) y otros intrusivos en la Formación Caparo, con biotita/hornblenda (meso-epizonales)

IV.1. GRANITOS DEL NORTE

Granodiorita de El Carmen: con biotita-muscovita, intrusiva en la Formación El Aguila, edad U-Pb en circones de 225 Ma.

Monzodiorita de La Culata: con biotita-muscovita, intrusiva en FEA, similar a la Granodiorita El Carmen.

Granito de Chachopo: con muscovita, edad U-Pb circones 225 Ma

Granito de Timotes: con biotita y muscovita, edad K/Ar en biotita de 181 ± 9 Ma

Granodiorita Los Torres: con muscovita de edad U-Pb en circones de 750 Ma.

IV.2. GRANITOS CENTRALES

Granito de Canaguá: con biotita, edad U-Pb roca total 460 Ma±20 Ma

Monzonita Cuarcífera de La Soledad: muscovita + biotita, edad K/Ar de 299 Ma

Granito de Cerro Azul, intrusivo en la FCA, con muscovita-biotita, edad K/Ar de 400 ± 7Ma

Granito de Calderas: intrusivo en la FCA, con muscovita, similar al Granito de Cerro Azul.

IV.3. GRANITOS DEL SUR

Se dividen en dos tipos, unos más antiguos, con muscovita, cata-mesozonales, sin hornblenda que intrusionan a la Formación Bella Vista y otros con hornblenda, epizo-mesozonales, que intrusionan a la más joven Formación Caparo.

IV.3.1. GRANITOS INTRUSIVOS EN LA FORMACION BELLA VISTA

Granito de Pedraza: con biotita + muscovita, de edad U-Pb 585 ± 25 Ma

Granito de Curito: similar al Granito de Pedraza y con la misma edad.

Granito Valera-La Puerta: con biotita y muscovita, intrusivo en la Formación Bella Vista, U-Pb en circones dio una edad de 595 Ma

IV.3.2. GRANITOS INTRUSIVOS EN LA FORMACIÓN CAPARO

Son granitos intrusivos en la Formación Caparo sin muscovita y con hornblenda y biotita+ **hornblenda** de edad 400 a 480 Ma: **Granito de Batutay, Granodiorita El Cambur I, El Cambur II, Granodiorita de San Sebastián, Granodiorita del Río Quiú, Granito de la Idea.**

IV.4. ROCAS GRANÍTICAS DE PERIJÁ

Granito de El Palmar: biotita+ muscovita, edad K/Ar 210 Ma

Granito de Lajas: basamento del Grupo Río Cachirí, edad K/Ar 310 a 370 Ma

IV.5. ROCAS GRANÍTICAS DE LA REGIÓN DE EL BAÚL

Granito alcalino de El Baúl con edad K/Ar de 297± 10 Ma con tres facies:

Mogote, facies marginal, más joven, son granitos de grano muy grueso, pegmatíticos, pórfídicos.

Mata Oscura, facies central o intermedia, granitos de grano grueso, localmente equigranular.

Piñero, facies de núcleo, primera en cristalizar, granito de grano fino.

IV.6. ROCAS GRANÍTICAS PENINSULA DE PARAGUANA

Granito de Paraguaná con biotita y hornblenda, posible alóctono, edad U-Pb circones 265 Ma.

DEPOSITOS MINERALES DE LOS ANDES

Entre los **depósitos minerales** andinos destaca el de **sulfuros masivos volcanogènicos De Lima II de la asociación Cu-Zn-Pb-Ag (**Sifontes, 1.997) que se localiza a unos 10 Kms al Sur de Bailadores (Estado Mérida) en una secuencia de rocas meta-volcano-sedimentarias de la "Formaciòn Mucuchachí" (pizarras y filitas negras, cuarzo-sericiticas-gráfiticas, filitas cuarzo-sericitico-cloriticas, esquistos cuarzosos y esquistos micàcesos granatìferos y rocas volcánicas fèlsicas, en contacto con el granito Las Tapias). De màs joven a màs antiguo, se registran alli las siguientes intrusiones:

1. Diques de làmprofiros de edad post-disrupciòn de la Pangea
2. Granito anarogènico de Las Tapias de edad 315 ± 20 Ma por Rb-Sr
3. Diques y sills de meta-diabasas y meta-gabros sin determinaciones radimètricas
4. Diques de andesitas ligeramente metamorfizadas sin determinaciones radimètricas
5. Diques de meta-dacitas de edad U-Pb en circones de 426 ± 15 Ma
6. Gneises graníticos sintectònicos de edad Rb-Sr roca total de 449 ± 19 Ma

En un diagrama triangular AFM, las meta-basitas de El Rincòn y el Páramo La Negra siguen una tendencia preferente, aunque no determinante, toleiitica. La evoluciòn geològica en la regiòn de Bailadores-Guaraque, parece sugerir que despuès del magmatismo màfico ocurriò el fèlsico o granitico simultàneamente con el metamorfismo regional y deformaciòn y esto claramente debiò ocurrir, en opiniòn del presente autor, màs bien en un borde continental activo, lo cual se refleja en la presencia de gneises graniticos y granitos foliados con edades que van de 450 a 380 Ma (Sifontes, 2.001). Luego ocurrieron las intrusiones de pequeños diques de composiciòn fèlsica e intermedia, escasos diques lamprofidicos y el granito anorogènico de Las Tapias., todos ellos en ambientes de rifting continental.

Otros depósitos similares o relacioneados son: 1) las mineralizaciones de la Quebrada Las Cascadas, al SE de Bailadores con dos horizontes mineralizados separados entre si màs de 400 m, predominando galena en el horizonte superior y pirrotita y calcopirita en el inferior; 2) mineralizaciones de la quebrada Say-Say, localizada al norte del pueblo de Guaraque, con sulfuros de Pb-Zn, y 3) De Lima I, o Mina La Rosa, depòsito epitermal, con galena argentifera, en vetas de cuarzo hidrotermal relacionada a la intrusión del Granito Las Tapias (Sifontes, 1.997).

El depòsito De Lima II de la asociaciòn Cu-Zn-Pb-Ag, es tipo tabular, de unos 1.200 m de largo en direcciòn N 40°-55° E, buzando 50° a 85° al Sur, con un espesor promedio de 4 m, cuenta con unas reservas probadas de aproximadamente unos 3 Mt con 1.6% Cu, 24.1% Zn, 8% Pb, 95 g/t Ag. Según Sifontes (1.997) este depòsito muestra algunas características de depósitos distales de sulfuros masivos tipo Kuroko (evidenciado en los ploteos triangulares Ca0-K20-Na20 y Cu-Pb-Zn, Sinfontes, 2.001) formado en una cuenca detrás del arco de islas, por un proceso exhalativo, con rifting y fallamiento normal, modificado por eventos orogénicos (Paleozoico

Temprano u Orogènico Caledoniano y del Paleozoico Tardìo u Orogènsis Herciniana-Varistica) e intrusiones anarogènicas tipo Las Tapias, que facilitaron la formación de una cuenca larga y profunda de carácter reductor, ligeramente turbiditica. La presencia de tobas de lapilli y otras piroclàsticas sugiere volcanismo subaèreo.

Finalmente, por su posición aislada y "atípica" en los Andes venezolanos Sifontes (1.997) concluye que este depósito puede representar un segmento de corteza emplazada alòctonamente como lo postularon Bellizzia y Pimentel (1.995). Los comentarios que hizo el autor sobre Mucuchachì y el Terreno Mérida son aquí aplicables tambièn en vista de que estos depósitos son de edad Paleozoico Inferior o màs antiguos y por consiguiente relacionados con la Formaciòn Mucuchachí sensus lato (aquí representada por una secuencia sedimentario-pelitica, carbonosa-piritica con intercalaciones e intrusiones volcànico félsicas), la cual contiene el referido depòsito de sulfuros masivos De Lima II y depósitos asociados y fue intrusionada por un dique dacitico de 425 ± 30 Ma (Burkley 1.976) y gneises graniticos al norte de la Falla de Boconò que por el mètodo Rb-Sr roca total dan edades de 450 Ma (Teggin et al, 1.985), dudando Sifontes (2.001) si tal formaciòn es realmente Mucuchachí o Tostosa, pero en todo caso las rocas son de edad Paleozoico Temprano o aùn màs antigua.

V. CUENCAS SEDIMENTARIAS ANDINAS

1. Hipótesis de Arnold (1.960): todo el Paleozoico Andino se depositó de Sur a Norte en una sola cuenca, en forma continua, pero con diversas facies.

2. Hipótesis de Smith (1.956), y de Shagam (1.972): el Paleozoico se depositó en dos cuencas separadas en el tiempo y en el espacio: a) una cuenca sur en la que ocurrió la sedimentación del ciclo Paleozoico Inferior y b) una cuenca norte, más profunda, en la que se produjo la sedimentación del ciclo Paleozoico Superior, con un gran hiatus, sin sedimentación durante el Palezoico Medio (Devónico). El autor de este resumen concuerda con este esquema general de dos cuencas en dos tiempos, una cuenca para el Paleozoico Inferior al Sur y otra cuenca para el Paleozoico Superior al Centro-Norte de los Andes.

3. Evolución sedimentológica:

a. Ordovicico-Silúrico: primera gran transgresión, se depositan las formaciones Caparo y El Horno sobre un basamento alóctono precámbrico tipo Formación Bella Vista.

b. Evento Caparoensis: 400-480 Ma, granitos intrusivos en la Formación Caparo

c. Devónico: levantamiento y erosión ciclo regresivo sin sedimentación excepto en las zonas deprimidas como en Río Cachirí, Perijá. Final orogènsis Caledoniana.

d. Pensilvaniano: segunda y gran transgresión marina con la sedimentación de la Formación Mucuchachí, sensus estricto, sobre el Complejo Iglesias y sobre las formaciones Caparo-El Horno.

e. En Perijá los ambientes son menos profundos, con la sedimentación de las formaciones Caño del Noroeste, Caño Indio y Río Palmar.

f. Carbonífero más superior: segunda gran regresión, sedimentación continental de la Formación Sabaneta y continental litoral de la Formación Carache.

g. Pérmico: tercera y última transgresión marina paleozoica con la sedimentación de la Formación Palmarito, marino plataformal. Cierre del Oceáno Iapetus hacia 265 Ma.

h. Jurásico: hiatus del Triásico. Sedimentación continental de capas rojas de la Formación La Quinta, discordante sobre la Formación Palmarito, intercalada hacia Perijá-Isla de Toas con rocas piroclásticas del Grupo La Ge, cuyos equivalentes en tiempo en El Baúl son las Volcánicas de Guacamayas, sin sedimentos asociados, como Tinacoa y Macoita en el Grupo La Ge.

i. Durante el Triásico se inició la disrupción de la Pangea, con la formación del Atlántico y hacia los 140-150 Ma evaporitas del Golfo de México y de Macuro en la Península de Paría señalan el inicio del proto-Caribe y más tarde 110 Ma se iniciaría la gran transgresión cretácica con la basal formación Río Negro, generalmente discordante sobre la Formación La Quinta.

Para Alemán y Ramos (2.000), se distinguen, como postuló Bellizzia y Pimental (1.994), dos provincias diferentes, separadas por la Falla de Caparo, una al norte o **Terreno Mérida,** alóctono (formado por las unidades Sierra Nevada o Complejo Iglesias, formaciones Tostosa y Mucuchachí), y otro al sur, autóctono, o **Bloque Caparo** (constituida por las formaciones Bella Vista, Caparo y El Horno), aunque no existen rocas indicativas de la sutura ni datos paleomagnéticos que soporten tales postulaciones. Las rocas precámbricas del Bloque Caparo están representadas por la **Formación Bella Vista** (esquistos micáceos-cloríticos intrusionados por el Granito de Pedraza El Viejo de edad U-Pb en circones de 585 ± 25 Ma) que fueron cubiertas discordantemente por lutitas negras, limolitas, areniscas fosileras y conglomerados polimicticos, del Ordovícico Tardío, de la **Formación Caparo** y sobre ella yacen discordantes lutitas, limolitas, areniscas micáceas y calizas silíceas de la **Formación El Horno** con fósiles de edad Silúrico. Estas formaciones fueron intrusionadas por varios granitos que van de edad 485-425 Ma (**Evento Caparoensis**). El autor de este trabajo explicó porque la Formación Bella Vista es una cuña tectónica fallada, alóctona, mientras que las formaciones Caparo y El Horno son autóctonas, soldadas concordantemente por tectónica a la Formación Bella Vista durante la aglutinación final del Supercontinente Gondwana. Otra cuña tectónica equivalente a Bella Vista debe ser la Formación Cerro Azul. Por otra parte, el basamento del bloque alóctono **Terreno Mérida** está constituido por la **Formación Sierra Nevada** de supuesta edad Paleozoico Inferior (Bellizzia y Pimentel, 1.994) formada por esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos con sillimanita, granate y rara vez con estaurolita, metamorfizadas a la facies anfibolita (4.3-7 kbr y 620 ^{0}C-720 ^{0}C). Esta secuencia cambia hacia arriba a la **Formación Tostosa,** formada por esquistos estaurolíticos, feldespático-granatíferos, filitas, anfibolitas y meta-conglomerados. Hacia el tope termina con la **"Formación Mucuchachi",** sensus lato, constituida de filitas, meta-areniscas y rocas volcánicas y piroclásticas félsicas. Para el autor la FSN es parte del Complejo Iglesias y es de edad Neoproterozoica, tipo Grenville, o sea 1.1 ± 0.1 Ga

La Formación Mucuchachí de la localidad tipo, o sensus estricto, presenta fauna y flora de edad Carbonífero Superior. Una lava félsica intrusiva en Mucuchachi por Rb-Sr roca total dio una edad de 350 Ma (Carbonífero Inferior) y una isocrona Rb-Sr roca total de 280 Ma (Carbonífero Superior) en concordancia con la edad fosilera Foherciniana. En resumen, conforme con Bellizzia y Pimentel (1.994) el Terreno Mérida representa un alóctono, de fragmentación continental, deformado y metamorfizado previamente a su inserción en los Andes Venezolanos y cuya posición original estuvo ligada al Bloque Maya o Yucatán. Segùn esos autores, Mucuchachí y Tostós fueron metamorfizadas y tectonizadas junto con la asociación litodémica Sierra Nevada durante la Orogénesis Eoherciniana (hacen unos 290 Ma), previo a su traslado y emplazamiento alóctono en los Andes Venezolanos. El autor de este resumen académico si está de acuerdo en que el Terreno Mérida es alóctono; sin embargo ya se explicó la relación de baja presión del Complejo Iglesias con terrenos metamórficos de alta presión, granulíticos al Oeste, Macizo de Santander-Anortositas de Santa Marta (Colombia) . Los Adirondacks, con el “lowlands” o tierras bajas, de baja presión, con migmatitas y anfibolitas y el "high1ands” o altas montañas, de alta presión, con granulitas, charnockitas y anortositas, al Norte del Estado de Nueva York (USA) y sur de Canadá son un ejemplo similar a lo referido aquí para el Complejo Iglesias- Macizo de Santander, además de la extraordinaria coincidencia en edades de la Universal Orogenia de Grenville con ambos complejos. La evolución de estos terrenos pasó de rifts cratónicos hacen unos 1.56 Ga a 1.45 Ga a mares con bordes activos y pasivos, cierre oceánico y posterior choque de antiguos microcontinentes para formar por colisión del Escudo de Guayana versus la placa Laurentia-Baltico, hacia 1.2 Ga, las granulitas, anortositas, piroxenitas en el collage final que dio origen al **Supercontinente Rodinia**, del cual Santander, Sierra Nevada de Santa Marta, Iglesias, El Tinaco y San Quitín junto con Grenville, Texas y otros terrenos, formaban parte de ese supercontinente**.**

Durante el Ordovícico Superior-Silúrico Temprano (485-425 Ma, **Figuras 9 y 10),** con la formación del **Arco Magmático de Caparo,** según Bellizzia y Pimentel (1.994) el Bloque Caparo colidió con el bloque alóctono Terreno Mérida, dando lugar a la **Sutura Caparo**. Luego de amalgamados estos bloques al borde occidental del supercontinente Gondwana, el Terreno Mérida fue deformado, fallado y apilado y la Formación Sabaneta fue depositada como una facies continental molasa seguida de una pequeña transgresión marino plataformal poco profunda que registró la sedimentación de la Formación Palmarito durante el Pérmico Inferior a Medio. Hacia el Paleozoico Superior **(265-225 Ma)** se fue cerrando el **Océano Iapetus,** con lo cual el collage de **fines del Herciniano juntó al supercontinente Laurasia con el Supercontinente Gondwana formando la Pangea. Con ello,** colidieron el **Bloque Yucatán** según Bellizzia y Pimentel (1.994) **contra el Terreno Mérida,** se formaron los **Montes Alleghanidos** hacia el **final del Pérmico** (Pindel, 1.985) con intrusiones graníticas de los Andes de Mérida alrededor de los 225 Ma del Triásico Inferior.

|Luego se produjo la disrupción de la Pangea hacia los 200 Ma y la formación posterior de las primeros sedimentos evaporíticos del Golfo de México y posiblemente de la Península de Paría y escasos en las formaciones Tinacoa, Macoita y La Quinta en ambiente fluvio deltaico-marino litoral, a piedmontinos, con simultáneos centros volcánicos en El Totumo y Guacamayas, con las volcánicas del Grupo La Ge interestratificadas con rocas de Tinacoa/Macoita y La Quinta y volcánicas de Guacamayas, sin sedimentos asociados, ocurriendo ello hacia los 150-130 Ma. Continuó la disrupción de la Pangea y se formaron algunas depresiones o grabens, con el mismo alineamiento NE de Bella Vista, en Machiques, Uribante y Espino, con la apertura hacia el oeste del océano semi-mediterráneo **Tethis y del Golfo de México.** Las márgenes pasivas

continentales aparecen hacia el Triásico Superior-Cretácico Inferior, en el Neocomiense, con el relleno fluvio-continental a marino somero de esos surcos por sedimentos de la Formación Río Negro, seguidos en el Aptiense-Albiensc por la depositación en mares plataformales de calizas bioclásticas del Grupo Cogollo. La Transgresión alcanza su máximo con la depositación, en medios anòxicos, de la Formación La Luna en el Cretácico Medio y luego se produce el inicio de la regresión hacia el Campaniense-Maastrichtiense con lutitas de la Formación Colón.

Durante la **Orogénesis Caribe** ocurre el emplazamiento ortogonal de terrenos alóctonos, y se produce el apilamiento y levantamiento de la Cordillera Central de Colombia. En el **Paleoceno-Eoceno se reactivó el Arco de Mérida** guiando las napas alóctonas y la formación de depocentros (Orocue al oeste, Trujillo al este, separados por la Plataforma de Maracaibo). La **Placa Caribe** colidió varias veces contra el borde noroccidental del Continente Suramericano con la formación de varias napas, que fueron desplazando su eje de emplazamiento hacia el sur, según iban ocurriendo otras nuevas. Las napas ocurrieron en el orden de más antigua a más joven como la **Napa de Lara,** seguida de la **Napa de Tinaco-Tinaquillo,** de la **Napa de Carora-El Tocuyo-Guarumen.** Estas napas fueron reactivadas por compresión y empuje de los Andes a fines del Mioceno con la reactivación de la Falla de Boconó que incluso cortó y desplazó antiguas napas y surcos. En el Mio-Plioceno en estas áreas levantadas continentales se sedimentaron las formaciones **Parángula, Río Yuca y Guanape** con el desarrollo de nuevas facies molasa por encima de las formaciones León, El Palmar, lsnotú y Betijoque. Finalmente durante el Pleistonceno areniscas fluvio-glaciares y conglomerados se depositaron en valles mayores subsecuentemente levantados formando elevadas terrazas, con movimientos verticales intensos de hasta 500 m en solo 1-2 Ma. Este levantamiento parece ser màs intenso en las cordilleras Central y Oriental de Colombia, donde se dan cifras de hasta 1.000 m en los últimos dos millones de años.

VI. PALEOZOICO-MESOZOICO

A fines del Paleozoico Superior se inicia la **Orogénesis Herciniana-Varística** y se continúa durante el Mesozoico inferior (230-180 Ma), simultáneo con la disrupción de la Pangea y el desarrollo inicial del Océano Atlántico. Dicha orogenia se caracteriza o manifiesta por los siguientes hechos:

1. Intrusiones grantícas sintectónicas

2. Metamorfismo de la región centro y norte Andina, acompañada o seguida de plegamiento compresional, desarrollo de clivajes, cizallamiento y hasta corrimientos.

3. La paleogeografia andina se transforma por:

3.1 Elevación del borde norte del Escudo de Guayana
3.2 Retirada general de los mares hacia el Norte
3.3. Levantamiento de la parte central andina: el Arco de Mérida, de dirección NNO-SSE, se eleva y sirve de fuente de sedimentos para las cuencas deprimidas continentales a marino someras del Triásico-Jurásico y opera como divisoria de cuencas hasta casi el Eoceno.

VII. MESOZOICO

Durante el Mesozoico se desarrollan dos provincias en Venezuela, a saber:

1. **PROVINCIA EPICONTINENTAL, autóctona, localizada al Sur de las costas actuales** y comprende los Andes, Perijá, la Serranía del Interior, las cuencas del Lago de Maracaibo, de Barinas y del Oriente del País.

2. **PROVINCIA GEOSINCLINAL, alóctona, localizada al Norte de las costas actuales** y por traslado tectónico hoy ocupa la Cordillera de La Costa, Penínsulas de Paraguaná y Araya-Paria, Margarita y demás islas venezolanas en el Caribe y se engloba como Sistema Montañoso del Caribe.

La Orogénesis Herciniana-Varística continúa con carácter compresional y el desarrollo de actividad ígnea calco-alcalina con centros volcánicos en Perijá y El Baúl, relacionados a la ruptura de la Pangea (200 Ma) con volcanismo basáltico y la formación de depósitos sedimentarios de capas rojas continentales y lacustres, intercaladas con las volcánicas y la aparición de mares incipientes muy poco profundos.

VII.1 HISTORIA EVOLUTIVA DURANTE EL MESOZOICO

La historia evolutiva durante el Mesozoico se puede resumir como sigue:

1) 200 Ma. Ruptura de la Pangea, volcanismo básico calco-alcalino y el inicio de las capas rojas.

2) 150-140 Ma. Evaporitas del Golfo de México y de Macuro (¿) indica la aparición de nuevos mares (proto-Caribe) entre Norte y Sur América.

3) 140 Ma. Se sedimentan las formaciones Tinacoa y Macoita en ambientes deltaicos a marinos muy someros, con mucha influencia terrígena y gran intercalación y paso lateral de rocas volcánicas y piroclásticas bimodales, basáltico-dacíticas. En el Juràsico parecen registrarse un gran número de semigrabens (Espino-San Fernando, el màs grande; Guacamayas, Angaraveca-Uribante, San Lazaro, Valera, Bachaquero, Urdaneta, Cuibas, Cocinas, Cerrajón, San Francisco y Deltano, segùn LEV, 1997, Figura 2, p. 21). Estos semigrabens están relacionados con la apertura del Tethys y del Atlàntico.

4) 135 Ma. Los mares proto-Caribe son más profundos, se inicia la gran transgresión del Cretácico Inferior y continúa separándose África hacia el Este de Sur América hacia el Oeste. Sobre capas rojas del tipo La Quinta se inicia la sedimentación del Cretácico en Venezuela con la Formación Río Negro, fluvio-deltaica a marina muy somera rellenando varios surcos o depresiones.

5) 115 Ma. La transgresión cobra más cuerpo e importancia y se desarrollan grandes espesores de calizas y lutitas ricas en fósiles, favorables para la captación de carbono orgánico y posterior formación de kerógenos, con el Grupo Cogollo en el Occidente y del Grupo Sucre en el Oriente de Venezuela. Antes se habìan depositado en la Goajira colombiana las formaciones Yuruma, Palanz y Moina. El paquete del Cretácico Inferior constituye una de las secciones màs espesas de toda Sur Amèrica por su caracteristica de excelente borde continental pasivo con extensa plataforma.

6) 100-75 Ma. La gran transgresión cretácica avanza sobre el borde continental de Venezuela y es cuando comienzan las condiciones marinas de abiertas a con estancamiento con gran captación de carbono y casi ningún aporte de clásticos, condiciones que se mantuvieron por lo menos hasta hacen unos 75 Ma. Durante este lapso ocurre el clímax o máximo de la transgresión llegando la línea de costa durante el Turoniense Superior hasta casi la actual Ciudad Bolívar por el Oriente de Venezuela. **El Cretácico Inferior y Medio representaron secciones de hasta 10.000 m de espesor, tìpicamente relacionadas a màrgenes continentales tipo pasivo del Atlàntico.**

7) 75-65 Ma. Fin del Cretácico. Cambia el régimen sedimentario a partir del Maastrichtiense con el inicio suave y gradual de una regresión. Los mares son más abiertos a la circulación, que reciben un gran volumen de sedimentos epiclásticos y al final del Mesozoico las condiciones son clara y definitivamente regresivas. La cuenca era más profunda o inclinada hacia el Norte y hacia el Este, en consecuencia tal regresión afectó mucho más intensamente a la cuenca occidental que a la cuenca oriental de Venezuela durante el comienzo del Paleógeno posiblmente como consecuencia del proceso de subducciòn al oeste de la placa Pacìfico debajo de la placa que lleva encima al continente de Suramèrica. Tambièn **en el Paleoceno se registra una interacciòn margen pasivo del Cretácico a margen activo del Paleoceno (LEV, 1997).**

VII.2. SIERRA DE PERIJÁ

La sedimentación del Jurásico en Perijá está representada por los sedimentos del **Grupo La Ge,** que de más antiguo a más joven se compone de las formaciones Tinacoa, Macoita y La Quinta. Tinacoa y Macoita se interestratifican con rocas volcánicas y piroclásticas de la Ge y las rocas de la Formación La Quinta con rocas volcánicas de El Totumo.

La Formación Tinacoa se depositó en ambientes salobres a continentales, favorables a la precipitación de calizas con abundante materia orgánica vegetal y ausencia de clásticos terrígenos. El contenido en material piroclástico en la Formación Tinacoa aumenta de tamaño y volumen hacia el tope de la formación. La **Formación Macoita** contiene sedimentos clásticos como arcosas, areniscas arcillosas y rocas volcánicas de El Totumo. El contacto de Macoita con Tinacoa es concordante y con la suprayacente Formación La Quinta también es concordante y transicional.

La **Formación La Quinta** representa capas rojas en facies de conos piedmontinos y de sedimentos aluviales. En la zona de El Totumo, así como en Alturitas e Isla de Toas, la Formación La Quinta está parcial a totalmente reemplazada por rocas volcánicas y piroclásticas básicas a intermedias. Bowen (1 .972) divide la Formación La Quinta en dos miembros: el **Miembro Inferior** compuesto de areniscas rojas de grano fino intercaladas y reemplazadas por las rocas volcánicas de El Totumo y el **Miembro Superior**, representado por el Conglomerado de Seco, sin la presencia de las rocas volcánicas de El Totumo. La Formación La Quinta infrayace unas veces concordantemente y otras discordantemente a la Formación Río Negro.

En los Andes, la parte inferior de la Formación La Quinta se compone de areniscas rojas que yacen sobre tobas; la parte media la constituyen lutitas y limolitas calcáreas intercaladas con calizas que contienen restos de plantas, de peces y crustáceos, indicativos de ambientes lacustres a salobres. En la sección tipo de La Quinta, los sedimentos de la Formación Río Negro descansan discordantemente sobre ella, pero en el Río Uribante parecen transicionales.

En el Norte de Venezuela se localizan desde la Goajira hasta Trinidad rocas metamorfizadas del Jurásico, como se resume a continuación:

8) Grupo Cocinas de la Goajira Colombiana, formado por complejos arrecifales transgresivos y sedimentos con amonites,

9) Formación Pueblo Nuevo de la Península de Paraguná, con calizas fosilíferas

10) Calizas de Zenda de la Formación Las Brisas de la Cordillera de La Costa (alóctona)

11) Formación Macuro de la Península de Paria (menos de 130 Ma),

12) Rocas carbonáticas de la Cordillera Norte de Trinidad

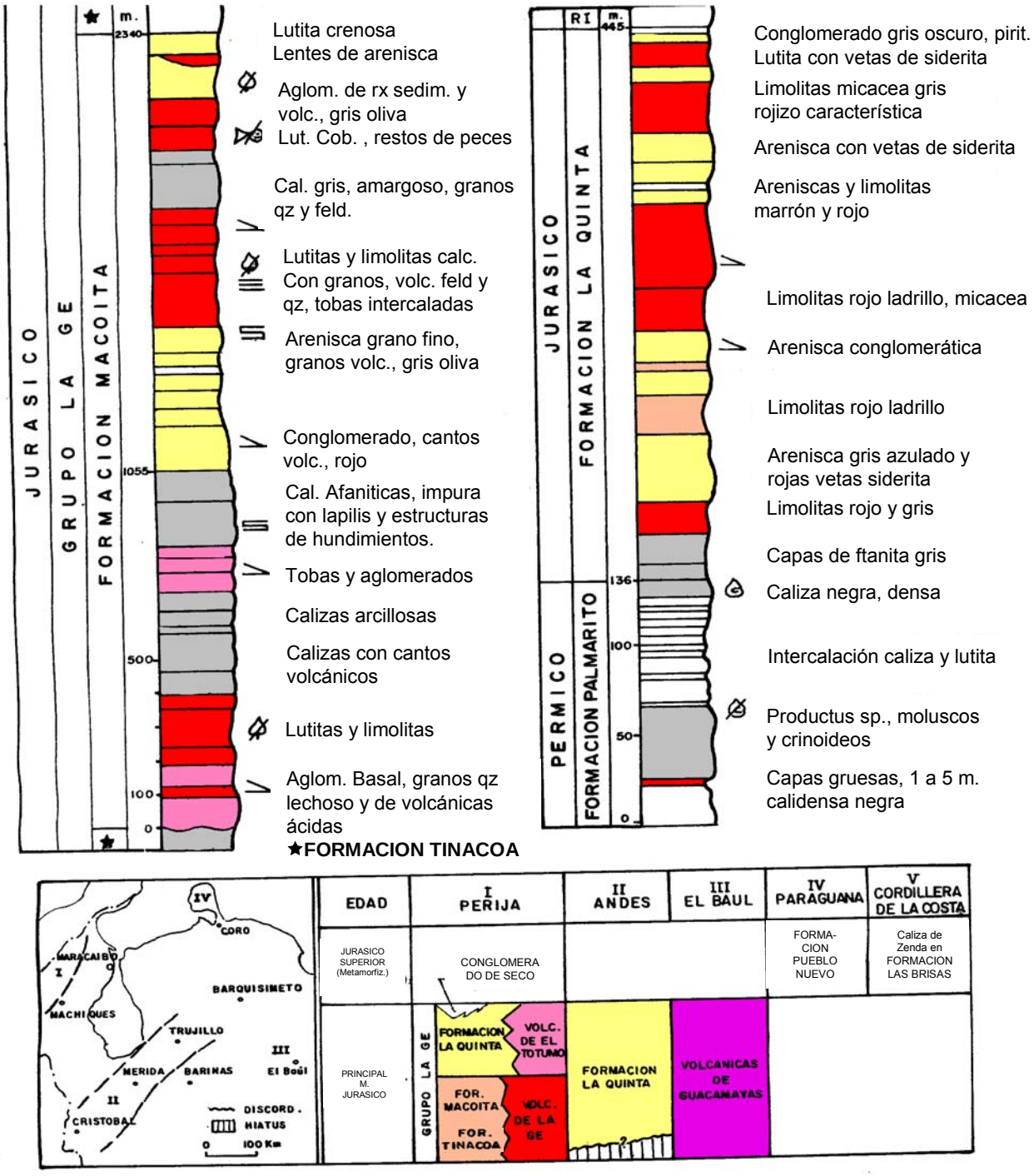


Figura 15 **CUADRO DE UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS DEL TRIASICO-JURASICO DE VENEZUELA Y COLUMNAS LITOESTRATIGRAFICAS DE LAS FORMACIONES PALMARITO Y LA QUINTA EN LA QUEBRADA BELLACA Y DE LA FORMACION MACOITA AFLORANTE EN EL CAÑO CUNA DE LA SIERRA DE PERIJA (**Tomado de Gonzalez de Juana y otros, 1.980)

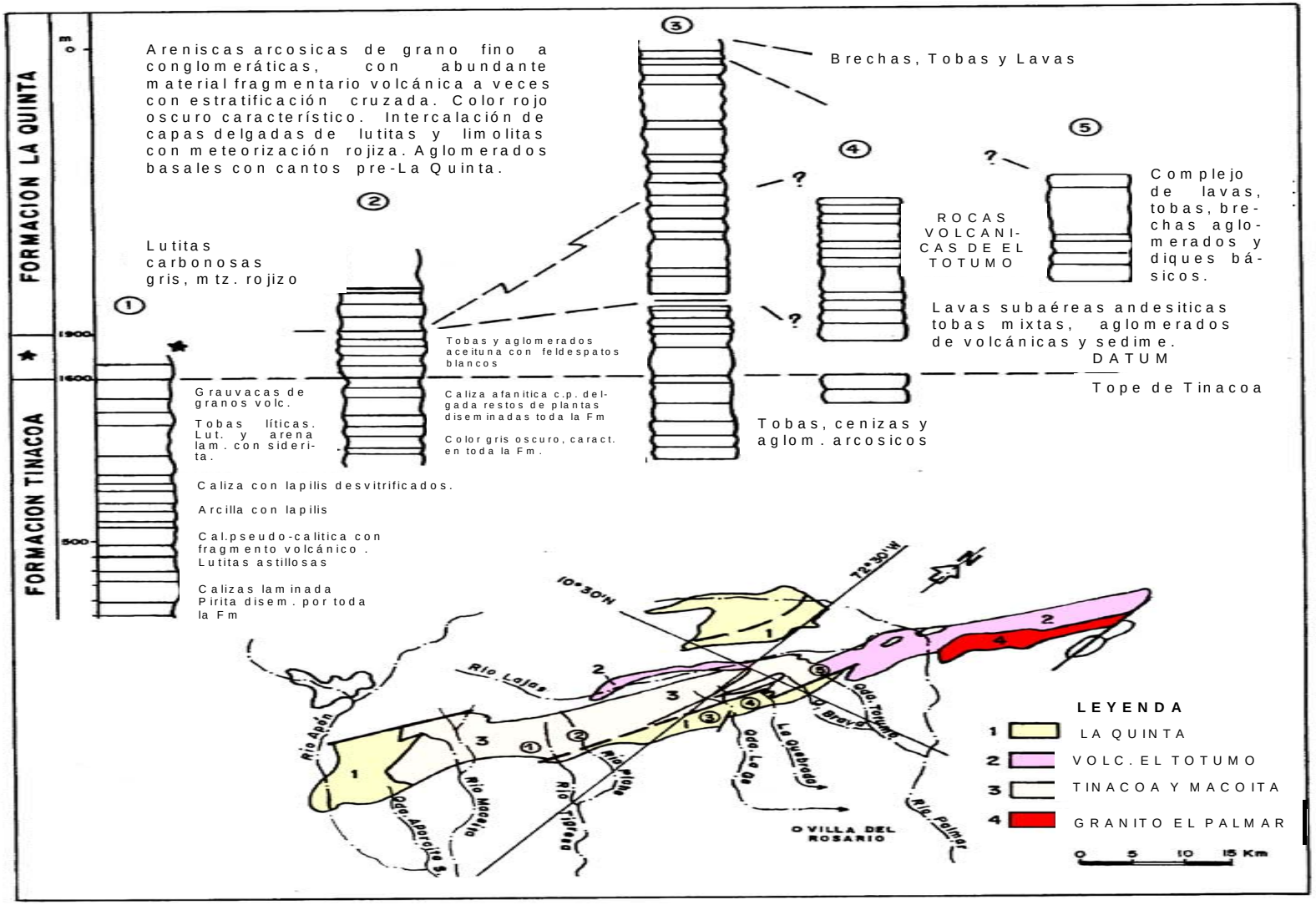


Figura 16 INTERVARIACIONES LATERALES DE FACIES VOLCANICAS CON LAS FACIES CONTINENTALES DEL GRUPO LA Ge (Tomado de González de Juana y otros, 1980)

BIBLIOGRAFÍA

Alemán, A. y Ramos, V.A., 2.000., "The Nortern Andes". En: 31 Internt. Geol. Cong. Rio de Janeiro, "The Tectonic Evolution of South America", ed por Cordani U. y otros (2.000), p.453-480

Arnold, H.C., 1.966 "Upper Paleozoic Sabaneta-Palmarito sequence of Mèrida Andes, Venezuela". En: AAPG, Bull, 50 (11), p. 2.366-2.387

---------- y **Smith, W. R., 1.964 "**Paleozoic rocks of Mérida Andes, Venezuela". En: AAPG Bull 48 (1), p. 70-84.

Audemar, M.., 1.997. "Los Andes Venezolanos. Visión Alterna". En: VIII Cong. Geol. Venezolano, Margarita. Nov 97. Mem. 1.1. p. 85-92.

Bellizzia, A. y Pimentel, N., 1.994 "Terreno Mérida: Un cinturòn alòctono Herciniano en la Cordillera de los Andes de Venezuela!. En: Simp. Bolivariano Expl. Petrol. Cuencas Subandinas, 5 Puerto La Crúz, p. 271-290.

---------- **1.995**., "Consolidación de Terrenos Continentales Gondwánicos Precámbrico-Paleozoicos en los Andes de Venezuela". En: MEM, Bol. de Geol. Pub. Espec. N 10, Caracas., p. 227-255

Benedetto, J.L., 1.982., "Las unidades tecto-estratigráficas Paleozoicas del Norte de Sudamérica, Apalaches del Sur y Noroeste de África. Comparación y Discusión". En: V Cong. Latinoamericano de Geol. Argentina, 1.982. Actas I, p. 469-488

---------- **y Odreman, O., 1.977 "**Nuevas evidencias paleontològicas en la Formaciòn La Quinta, su edad y correlaciòn con las unidades aflorantes en la Sierra de Perijà y Cordillera Oriental de Colombia". En: Cong. Geol. Venezolano 5, Caracas, SVG. V. 1, p. 87-106.

Bosch M., Rodriguez 1., 1.992, "North Venezuelan Collisional Crustal Block: the boundary between the Caribbean and Southamerican plates". En: Jour. $_0$f South American Earth Sci.V. 6(3) p 133-144

Bowen, J.M. 1.972., "Estratigrafía del pre-Cretácico de la parte norte de la Sierra de Perijá". En: Cong. Geol. Venezolano IV, Mem. Bol. Geol. Caracas, Pub.Esp. 5,II,p. 729-76l.

Burkley, L.A., 1.976., "Geochronology of the Central Venezuelan Andes". Ph.D. Thesis. Dep. Geology Case Western Reserve University, 150 p.

CIEN, 1.977., "Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela", Petróleos de Venezuela. S.A., ed. Por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura, 1.997.

Caleta, B., Roure, F., de Toni, B., Loureriro, D., Passalacquia, II., Gou, V., 1.997., "Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuelan Andes". En: Tectonics., V. 16 (5), p. 777-794

Campos, V., 1.973 "Estratigrafía de la secuencia Premesozoica de la Región de Calderas". En: Cong. Lainoamericano Geol. 2 Caracas, Bol. Geol. Pub. Espec. N 7, MMH, V.3 p. 1.705-1.721.

----------"Estratigrafía de la secuencia Post-Paleozoica en la Región de Calderas". En: Cong. Latinoamericano Geo. 2 Caracas, Bol. Geol. MMH Pub. Espec. N 7, p. 1.723-1.741

Canelòn, G y García, J.R., 1.979 "Consideraciones sobre formaciones del Paleozoico inferior, Formaciòn Tostosa, en el flanco norte de la cordillera de Los Andes". En: Cong. Geol. Venezolano V., SVG, Caracas, V. 1, p. 227-252.

Coney, P. y Evenchick, C., 1.992., "Consolidation of the American Cordillera". En: Jour of South America Earth Sci. V. 7, Nos 3 / 4, 1.994, p. 24 1-262.

Christ, P., 1.927 "La coupe géologique le long du chemin de Mucuchachì a Santa Barbara dands les Andes vénéuéliennes" En: Eclog. Geol. Helv., 20 (3), p. 397-415.

Erlich, R.N., Macsotay, O., Nedergragt., A.J., Lorente., M.A., 1.999., "Paleoecology, Paleogeography and depositional environments of Upper Creataceous rocks of western Venezuela" En Paleogeography, Paleoclimatology, Paleontology. V 153, p 203-238

Fierro, I, 1.977 "Geologìa de la Regiòn de Caparo, estados Barinas y Mérida". En: Cong. Latinoamericano Geol. 2, Caracas, 1.973, Bol. Geol. Pub. Espec. 7 MMH, V 2, p. 1.763-1.765.

----------**"**Geologìa de la regiòn de Barinas-Mucuñuque-Pedraza, estados Barinas y Mèrida". En: Cong. Latinoamericano Geol. 2, Caracas 1.973, Bol. Geol. Pub. Espec. 7, MMH, V 3, p. 1.743-1.773.

---------- **y Useche, A., 1.985 "**Geologìa del Nula-Sarare, estados Tàchira y Apure". En: Cong. Geol. Venezolano VI, Caracas, SVG, V. 1, p. 654-702.

García, J.R., 1.972, "El Permo-Carbonìfero en Venezuela". En: Bol. Soc. Venezolana de Geol. 7 (3), p. 203-214

----------**,1.976,** "Metamorfismo en el Paleozoico Tardío en la Región del Páramo Los Torres, Andes de Venezuela". En: Soc. Venezolana de Geol. Bol. 11 (1-2), p. 1-20.

---------- **y Campos, V., 1.972.,** "Las rocas paleozoicas en la región del Río Momboy". En: Cong. Geol Venezolano IV., Caracas 1.969, Mem. Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. 5-2, p. 796-806.

----------, **Fierro, I, Villalta, D y Grauch, R.I., 1.975**., "Excursión N 1 Cordillera de los Andes. Opción A., Barinas-Mérida". En: Cong. Latinoamericano Geol. II., Caracas, Nov. 1.973, Mem. Bol. Gel. Caracas Pub. Esp. N 7 _1, p. 234-240.

----------, **Canelón, G y Harder, G., 1.977.,** "Geología de la Región del Sur de Bailadores, Estados Táchira y Mérida". En: Cong. Geol. Venezolano V., Caracas Nov 1.977 Mem A. Espejo et al Eds. Min. Ener. Minas y Soc. Venezolana Geol. 1 .p. 415-447.

Grauch, R.I., 1.975., "Geología de la Sierra Nevada al Sur de Mucuchíes, Andes Venezolanos." En: Bol. Geología Caracas 12(13), p. 339-341.

González de Juana, C., 1.951, "Introducción al estudio de la Geologìa de Venezuela de Los Andes venezolanos y de la subcuenca del Lago de Maracaibo. Las formaciones paleozoica de Venezuela occidental.". En: Bol. Geol. Min. MMH, Caracas, 1 (1), p. 117-139

----------**, 1.951"**Introducción al estudio de la Geologìa de Venezuela –Las formaciones mesozoicas de Los Andes venezolanos y en la subcuenca del Lago de Maracaibo.- El Paloeceno en la subcuenca del Lago de Maracaibo". En: Bol. Geol. Min., MMH., Caracas, 1 (2), p. 265-287.

....., **Iturralde de Arozena, J. Y Picard,X.,1.980 "**Geologìa de Venezuela y de sus Cuencas Petrolìferas". Caracas, Ed. Foninves 2 tomos.

Hea, J.P. y Whitman, A.,B., 1.960., "Estratigrafía y petrología de los sedimentos pre-cretácicos de la parte norte-central de la Sierra de Perijá, Estado Zulia, Venezuela.". En: Bol. Geol. Caracas. Pub. Esp. 3-1, p. 35 1-376 E.

Kovisar, L., 1.972., "Geología de la región norte-central de los Andes Venezolanos.". En: Cong. Geol. Venezolano IV., Caracas, 1.969., Mem. Bol. Geo. Caracas, Pub. Esp. 5-1, p. 817-860.

Kunding, E., 1.938, "Las rocas pre-cretácicas de los Andes Centrales Venezolanos con algunas observaciones sobre su tectónica". En: Bol. Geol. y Mm, Caracas., 2 (2-4), p. 2 1-43.

Liddle, R.A., Harris., G.D. y Wells, J.W., 1.943, "The Rio Cachirí Section in the Sierra de Perijá, Venezuela". En: Bull. American Paleont. 27 (108), p 273-365.

Martin, C., 1,961 "Geologìa del Macizo de El Baùl, estado Cojedes". En: Bol. Geol. Pub. Espec. 3, MMH, Caracas, V. 4, p. 1.453-1.530.

---------- **1.968.,** "Edades isótopicas de rocas venezolanas". En: Bol. Geol. Caracas, V 9 (19) p. 356-380.

Meschede, M., Frich, W., 1.998., "A plate tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean plate". En: Tectonphysics, V 296 (3-4), p. 269-292.

Ministerio de Energìa y Minas, Dirección General Sectorial de Servigeomin y Dirección deGeologìa, 1.997 "LÉXICO ESTRATIGRAFICO DE VENEZUELA, 3 a. Edición". En: Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. N 12.

Pierce, G.R., 1.956 "Devonian sediment of Mérida of Southwertern Venezuela". En:AAPG, Bull, 40 (9), p. 2.278-2.283

---------- **y Efferson,C.C. y Smith, W.R., 1.961, "**Fossiliferour Paleozoic localities in Mérida Andes Venezuela". En: AAPG, Bull, 45 (3), p. 342-375.

Pimentel, N y Bellizzia A., 1.992 "Paleozoico Inferior: una sintèsis del nooeste de Amèrica del Sur: Venezuela, Colombia y Ecuador". En: Internac. Paleozoic Inf. Ibero-Amèrica.,U.E. España, p. 203-224.

---------- **y Ulloa, C., 1.995, "**Una sintesis Tectonoestratigràfica del Paleozoico inferior en el Noreste de Amèrica del Sur". En: Bol. Geol. Pub. Espec. 11. Cong. Latinoamericano Geologìa 9 , Caracas, p. 1.95-226.

Pindell, J.L, l.985., "Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean". En Tectonics 4 (1), p 1-39.

Pindell, J.L., Barret, S.F., 1.990., "Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective" En: Dengo y Case eds The Caribbean Region. Gol. Soc. of America H. Chapter 16, p. 405-432

Ramírez C. y Campos V., 1.972, "Geología de la Región de La Grita-San Cristóbal, Estado Táchira". En: Cong. Geol. Venezolano IV., Caracas, 1.969, Mem. Bol. Geol. Caracas Pub. Esp. V 5-II p. 86 1-897.

----------, **García, J y Campos, V., 1.972 "**Geología de la región de Timotes, estados Mérida, Barinas y Trujillo". En: Bol. Geol. Pub. Espec. N 5 MMH, Caracas 2, p. 898-934.

Ramos, V.A. y Keppie, J.D., 1.999., "Laurentia-Gondwana Connections before Pangea". En: Geol. Soc. America Spec. Pap. 336, p 1-276.

Schubert, C., 1.968., "Geología de la Región Bannitas-Santo Domingo, Andes Venezolanos, sudorientales". En: Bol. Geol. Caracas 9 (19)182-261.

---------- **1.982.,** "Neotectonic of the Boconó Fault, Western Venezuela". En: Tectonphysics, V. 85. p. 205-220.

----------, Vivas, L., 1.993., "El Cuaternario de la Cordillera de Mérida, Andes Venezolanos". En: Universidad de los Andes, Fundación Polar, Mérida, 1-345 p.

Shagam, R., 1.972, "Geología de los Andes Centrales, Venezuela" (Resumen) En: Mem. Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. *5-1* 1, p. 935-938.

----------, 1.972,"Evolución tectónica de los Andes Venezolanos". En: Cong. Geol. Venezolano IV., 1.969., Mem. Bol. Geol. Caracas Pub. Esp. V 5-11-, p. 1201-1.261

----------, 1.977, "Stratigraphic Model for the northern Venezuelan Andes". En: Cong. Geol. Venezolano V., Nov. 1.977., Mem A. Espejo et at eds. Mm. Energ y Minas-Soc. Venezolana de Geol. II, p. 855-877.

Sifontes, G.R.S., 1.989 "Metamorfismo y deformación en el Yacimiento de Sulfuros de Lima II, Bailadores, Estado Mérida, Venezuela". En: Mem. Cong. Geol. Venezolano 7,, T. 4, p. 2.005-2.030.

----------1.997 "Constituye el Depósito de Sulfuros Masivo de Lima II, Bailadores, Cordillera de Mérida, un evento aislado de mineralizaciòn en los Andes Venezolanos?". En: Mem. VIII Cong. Geol. Venezolano, Soc. Venezolana de Geol. T. II, p. 407-411.

----------, **2.001, "**E, ambiente tectònico de formaciòn del depòsito de sulfuros masivos De Lima II y de las mineralizaciones asociadas, Bailadores, Estado Mérida, cordillera de Mérida, Venezuela". En: Soc. Venezolana de Geol. Bol. V. 26, N° 1, p, 36-56

Sutton, F.A., 1.946 "Geology of Maracaibo basin, Venezuela". En: AAPG, Bull 30, p. 1.621-1.741.

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

Universidad de Oriente
Escuela Ciencias de la Tierra
Cátedra: Geología de Venezuela
Profesor: Dr. Vicente Mendoza S

Ciudad Bolìvar, Marzo 2005

ÍNDICE

CORDILLERA DEL CARIBE

Páginas

Introducción 321

Faja Cordillera de la Costa 321

Faja Paracotos 342

Faja Villa de Cura 343

Faja Caucagua - El Tinaco 356

Complejos y Rocas Máficas y Ultramáficas 363

Sistema Montañoso del Caribe en las Penínsulas de Araya y Paria 375
- Península de Araya 375
- Península de Paria 377
  - Rocas Ígneas 381

Sistema Montañoso del Caribe en Isla de Margarita 382
- Grupo La Rinconada 385
- Formación Los Robles 392
- Rocas Ígneas 392

Sistema Montañoso del Caribe en las Islas Venezolanas 397

Ambientes Geotectónicos del Sistema Cordillera del Caribe 400

Bibliografía 407

Figura Nro. 1. FAJAS TECTONICAS DEL SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE, según Bell (1968)

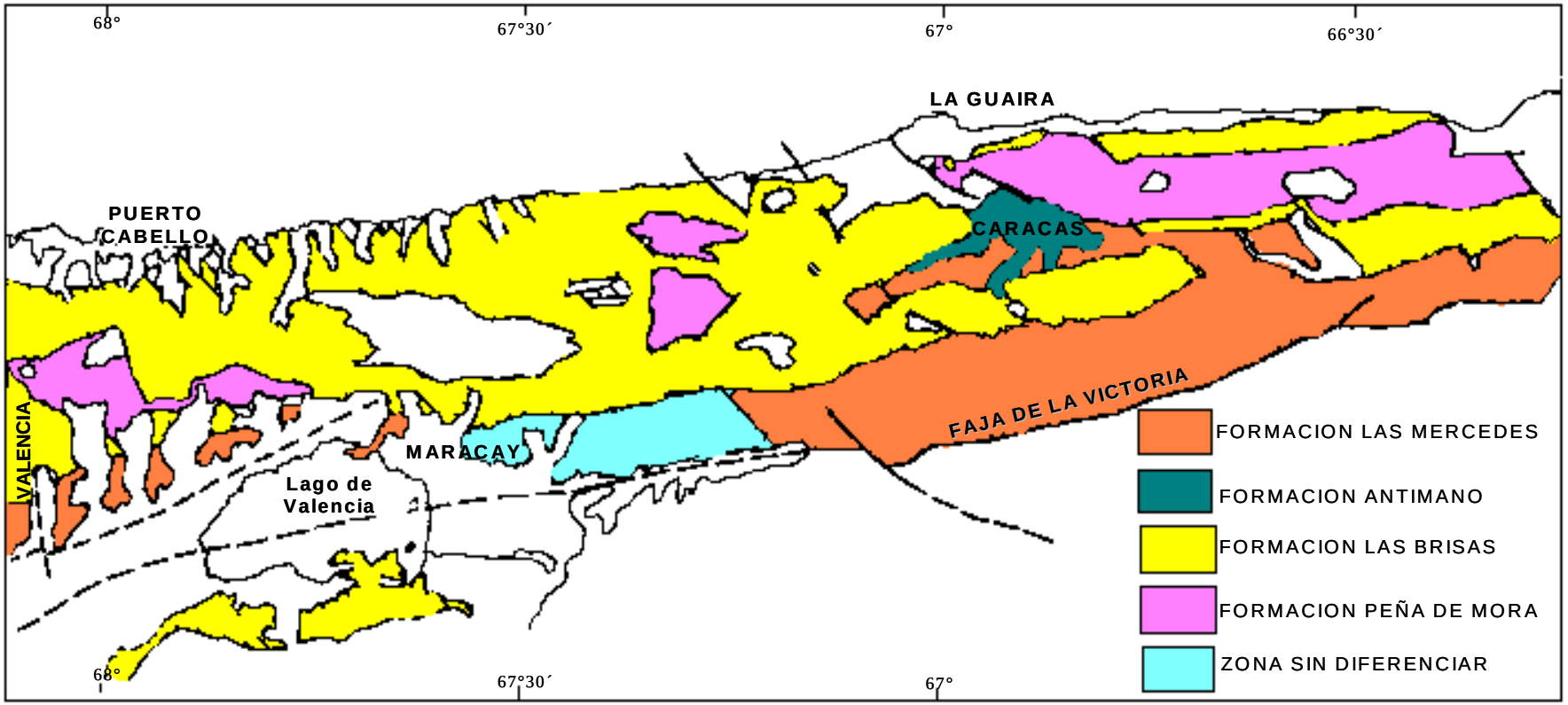


Figura Nro. 2. Mapa de afloramientos de las formaciones Peña de Mora, Las Brisas, Antímano y las Mercedes (tomado del Mapa Geológico 1:500.000 MEM, Dirección de Geología, 1977)

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

I. INTRODUCCIÓN

J.

En el Norte de Venezuela, desde la Goajira colombiana hasta Trinidad, se conocen unas series de asociaciones litodémicas de rocas metamórficas e ígneas, de edad Mesozoico y Cenozoico, con basamento Paleozoico y Precámbrico, en posición alóctona, en contacto tectónico con rocas sedimentarias, no metamorfizadas, parcialmente coevales de la provincia autóctona, desarrollada al sur en ambientes epicontinentales (Gonazález de Juana y otros, 1.980; Macsotay y Peraza, 1.997)
El corrimiento o traslado tectònico del alóctono Caribe sobre el autóctono sedimentario ocurrió durante el Paleoceno Tardío a Eoceno Tardío (Figura N 1).El desarrollo del proto-Caribe es como se sugiere a continuación (Macsotay y otros, 1.997, a**):**

1) Rifting de la Pangea a partir de los 200 Ma
2) Durante el Jurásico Tardío se produjo la separación de Norte América de Sur América
3) La geometría de tal rifting fue aserrada con dirección E-NE y con formación de fractura N-NW (zonas de transferencia), definiendo varios salientes y entrantes con diferentes estratigrafías.

Bellizzia (1.985) fundamentó la aloctonía del Sistema Montañoso del Caribe en las siguientes observaciones:

1. Los sistemas sedimentarios de edad Cretácico, oriental y occidental, son cortados por la Cordillera del Caribe, en la parte central.
2. El empuje al Oeste y Suroeste del flysch de Guárico por la Cordillera del Caribe.
3. Las rocas de La Cordillera del Caribe, en general, no muestran una gradación metamórfica regional e incluso ni local muchas veces
4. Presencia de cuñas tectónico-metamórficas de alto grado (alta presión) entre rocas de baja presión.
5. Contacto de rocas formadas/derivadas del manto con rocas geosinclinales de la corteza.

La **Cordillera del Caribe** fue dividida en cuatro “fajas tectónicas” por Menéndez (1.966) y ampliada por **Bell (1.968**) a siete fajas tectónicas **(Figura N 1)** que son: Faja de la Cordillera de La Costa, Faja de Caucagua-El Tinaco, Faja de Paracotos, Faja de Villa de Cura (Menéndez), Faja Piedmontina, Faja Volcada, Faja de Buzamientos Suaves. (Bell). **Macsotay y Peraza (1997**) distiguieron cinco napas, equivalentes a las fajas tectònicas de Menéndez (1995) y Bell (1968), que denominaron como Napas Piemontina, de Caucagua-Tinaco, Villa de Cura, Cordillera de La Costa y Costera-Margarita., incluyendo a Paracotos dentro de Villa de Cura. Todas estas zonas fueron estudiadas en detalle por tesistas de Ph.D. de la Universidad de Princeton, bajo la supervisión del Dr. H. Hess. A partir de la década de los años 80 la U.C.V, bajo la tutela del Dr. F. Urbani y otros profesores, han publicado valiosas tesis de grado sobre el Sistema Montañoso del Caribe. Ambas informaciones tratamos de resumir y cuando pensamos oportuno formulamos algun comentario o punto de vista al respecto.

FAJA CORDILLERA DE LA COSTA (FCDLC)

La Faja Cordillera de la Costa está limitada por el Mar Caribe y la Falla del Pilar (?) al norte y la Falla de La Victoria al sur que la separa de la Faja de Caucagua-El Tinaco y ésta limita al Sur con la

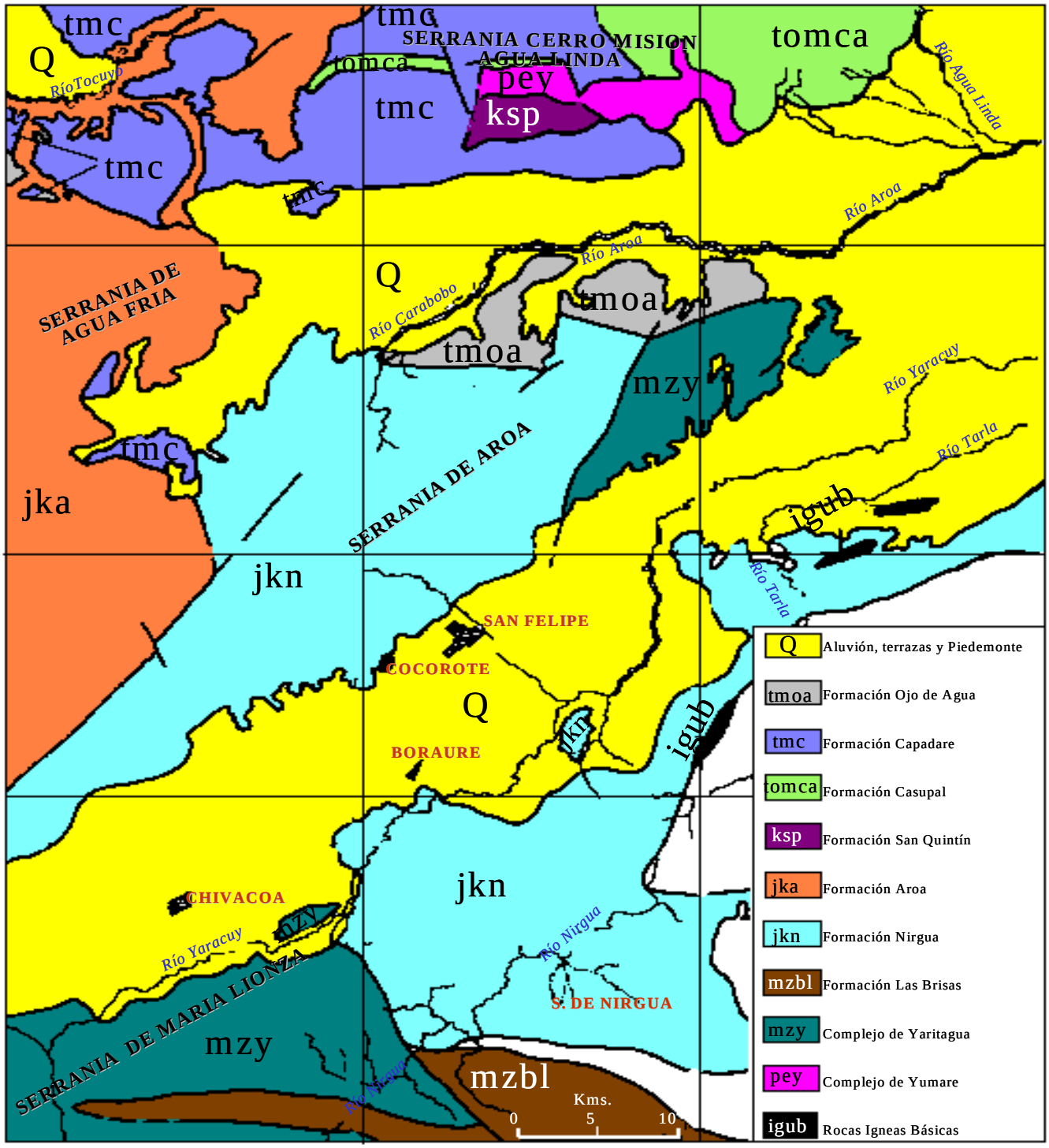


Figura Nro. 3. Mapa de Afloramientos de las formaciones aflorantes en la región de Chivacoa - San Felipe (tomado de Bellizzia y Rodríguez, 1.976)

Falla de Santa Rosa. Menéndez (1.965) incluyó en esta faja, que es el rasgo más característico del màrgen sur de la **Placa Caribe,** para la región central (Región Capital, parte de los estados Miranda, Aragua, Carabobo y Guárico) las unidades siguientes: Complejo Basal de Sebastopol, formaciones Peña de Mora, Las Brisas, Antímano y Las Mercedes **(Figura N 2)**. **Dengo (1.951)** había incluido en el Grupo Caracas de **Smith (1.960**), además de las citadas, a la Formación Tacagua. En esta región central también afloran rocas graníticas intrusivas y complejos migmatíticos.

En la **región de Yaracuy-Cojedes,** Bellizzia y Rodríguez (1.976) refieren que de más antiguo a más joven afloran las siguientes unidades: Complejo de Yumare, Complejo de Yaritagua, formaciones Las Brisas, Nirgua, Aroa, Mamey y San Quintín, con intrusiones diversas en especial de rocas básicas **(Figura N 3).**

FORMACION LAS BRISAS (FLB)

La FLB (**Aguerrevere y Zuloaga, 1937**) aflora en el antiguo sitio Las Brisas, hoy Las Mayas, a unos 4 Km al sur de El Valle, en la carretera Coche-La Mariposa, Distrito Capital y se extiende por toda la Cordillera de la Costa, entre Cabo Codera y el Estado Yaracuy. Según Smith (1952) litològicamente se compone de un **intervalo inferior** formado por gneis y esquisto cuarzo-feldespàtico y conglomerado microclinico (**Conglomerado de Baruta**) y un **intervalo superior** con esquisto sericitico-muscovitico. Dengo (1950) habìa incluido al **Mármol de Zenda** (dolomitico en la zona de Baruta a màs calcitico hacia el Peñón de Lira) y al **Gneis Microclinico** como miembros de la FLB. **Wherman (1972**) considera que en la región Caracas-Caucagua la FLB consta en un 90% de esquisto cuarzo-feldespàtico-muscovitico y un 10% de esquisto cuarzo-feldespàtico-epidòtico o cloritico, mármol, cuarcita y metaconglomerado.

Urbani y otros (1989) en la zona de **Aricagua-Chirimena-Birongo, del Estado Miranda**, distinguieron cuatro unidades cartografiables: esquisto cuarzo-albitico-muscovitico-cloritico (92%), mármol (4%), meta-arenisca (1%) y meta-conglomerado (1%). Ostos (1990) en la zona de la Victoria, Estado Aragua, identificaron meta-grauvaca, meta-conglomerado, esquisto cuarcifero y cuarcita calcárea. **Urbani (1973)** encontrò *Exogira sp. aff., E. Virgula*, molusco de edad Jurásico Tardìo. La FLB ha sido correlacionada con la Formación Uquire de Paria y con la Unidad Feldespàtica del Grupo Juan Griego de Margarita. La **caliza de Zenda** se debieó originar en **ambientes plataformales** marinos de aguas someras; la **caliza de Las Mercedes** en **cuencas de circulación restringida** y la **caliza de Antimano en ambientes pelàgicos** (**Urbani y otros, 1997)**. Conglomerado y esquisto feldespatico sugieren unidades sedimentadas en o próximas a una linea de costa. Sin embargo grauvaca implica ya corrientes de turbidez del talud y llanura abisal. Sedimentos inmaduros sugieren bordes continentales activos con poco desarrollo de plataformas y talud continentales. Sin embargo, **Talukdar y Lureiro (1982)** postulan una margen pasiva tipo Atlántico originada durante el rifting y separación de Norte y Sur América durante el Juràsico. Navarro y otros (1988) postulan facies asociadas al ambiente de plataforma-talud y pie de talud. El presente autor interpreta el ambiente de la FLB como de transiciòn del final de cuenca activa a comienzos de cuenca pasiva, o representa varios aloctònos aglutinados y soldados en tiempos post-Juràsico.

FORMACIÓN ANTÍMANO (FA)

La FA (**Dengo, 1949, 1951**) aflora a unos 500 m al norte de **Antímano**, antigua Zona Industrial La Yaguara, continúa por la Quebrada Tacagua , Mamo, Carayaca y Tarma en el Estado

Vargas y por el sur de San Pedro y Lagunetas, del Estado Miranda y en la zona de El Palito, Estado Carabobo. Litológicamente según **Dengo (1951**) la Formación Antímano se compone de un mármol masivo, grano medio, color gris claro, con cristales de pirita, muscovita y grafito, alternando con capas de esquisto cuarzo-micàceo y "sills" de anfibolita concordante. Dengo estudiò en detalle las anfibolitas glaucofànicas, y lo propio hizo **Schurmann (1950**), aflorantes en Mamera y Antimano. Ostos (1990) describe en el viejo **Camino de los Españoles en el Parque Nacional El Avila,** rocas equivalentes a la FA como epidocitas y glaucofanitas granatìferas. En **Puerto Cruz-Mamo**, Talukdar y Loureiro (1982) reconocen la "Unidad de Anfibolitas y Mármoles" que luego **Urbani y Ostos (1989)** la denominan **Fase Antìmano**. En El Palito, Estado Carabobo, Urbani y otros (1989) describieron la asociación de anfibolita granatìfera-clinopiroxénica, anfibolita granatìfera, eclogita, anfibolita epidòtica-plagioclàsica, mármol, cuarcita y esquisto cuarzo-plagioclásico-muscovitico. **Ostos (1990**) describe en la zona **Chichirviche de La Costa-Colonia Tovar** anfibolita granatìfera y esquisto cuarzo-albitico-cloritico.

Los contactos de la FA con las formaciones Las Brisas infrayacente y Las Mercedes suprayacente son concordantes tectònicos. Bellizzia y Rodríguez (1975) y **Wehrmann (1972**) correlacionan a estas rocas de la FA con la **Anfibolita de Nirgua**, mientras que **Ostos y otros (1987**) y **Navarro (1988**) la correlacionan con sus fases Tacagua y Nirgua de la unidad litodémica **Complejo de la Costa**. **Rodríguez (1986**) interpreta los mármoles dolomiticos de **Patanemo al sur de Puerto Cabello, Estado Carabobo**, de color blanco y grano grueso, utilizados en la industria de los refractarios y en la construcción, como pertenecientes a la FA.

Maresh (1974), Talukdar y Loureiro (1982) y Beck (1986) postulan que las anfibolitas de la FA se derivaron de basaltos emplazados a través de rifting Mesozoico entre Norte y Sur América**.** La FA de alta presión metamórfica, localizada por fallamiento entre formaciones de baja presión metamórfica, es considerada por el autor de este trabajo, como una cuña tectónica alóctona o mélange tectónico, formada en una zona de subducción.

FORMACIÓN LAS MERCEDES (FLM)

La FLM (**Aguerrevere y Zuloaga, 1938**) tiene su localidad tipo en la antigua Hacienda Las Mercedes, hoy Urbanización Las Mercedces y Valle Arriba, Distrito Capital. Weherman (1972) propuso como sección de referencia afloramientos localizados en la carretera Petare-Santa Lucía. Tambièn hay secciones bien expuestas en los cortes de la autopista Caracas-Valencia, tramo Hoyo de la Puerta-Charallave. La FLM se extiende desde Carenero, Estado Miranda hasta el Estado Cojedes. Esta formación se compone de esquisto cuarzo-muscovitico-calcitico-grafitoso con intercalaciones de lentes y estructuras replegadas de mármol grafitoso. Mármol grafitoso de mayor espesor se conocen como **Mármol de Los Colorados**. **Wehrmann (1972**) menciona además la presencia de meta-conglomerado en su base y filita negra en su tope, con nódulos de mármol negro, de grano muy fino, similares a las calizas de las formaciones La Luna y Querecual.

Tanto entre Santa Lucía y Caucagua como en **la Quebrada Charallave**, la FLM se hace hacia su parte más superior cada vez menos calcárea, más cuarzosa hasta culminar con conglomerado de cuarzo ahumado como el **Conglomerado de Charallave**. **Smith (1972)** habìa incluido similarmente en el tope de la FLM al Conglomerado de Charallave muy parecido al conglomerado de cuarzo ahumado de la Formación Chuspita, pero **Seiders (1965**) lo consideró alóctono y lo incluyó en su unidad de **Rocas de Conoropa**.

En la zona de **Valencia-Mariara, Estado Carabobo, Urbani y otros (1989 a**) cartografiaron dos subunidades para esta formación: esquistos cuarzo-calcitico-grafitoso con mármol y una segunda unidad menos importante de mármol masivo con cuarzo, muscovita, grafito y albita. Pero en la zona de **Chirimena-Capaya, Estado Vargas, Urbani y otros (1989 b**) reconocieron cuatro unidades para esta formación: esquisto cuarzo-grafitoso-calcàreo con mármol, meta-conglomerado con cuarzo-feldespato-carbonato, meta-arenisca y esquistos albitico-grafitoso. Característico de la unidad es la presencia de pirita, indicativo junto con el material carbonàceo, de cuencas poco oxigenadas. Los fòsiles encontrados son numerosos, pero no ayudan mucho en establecer la edad de la FLM pero si sugieren para la misma un ambiente marino plataformal semirestringido, poco profundo. **Talukdar y Loureriro (1982**) sugieren un ambiente euxinico en una cuenca externa a un arco volcánico y la estructura laminada de la caliza sugiere un ambiente pelàgico. Navarro (1988) coincide con esta apreciación al sugerir que esa formación se originò en ambientes de facies pelàgicos de sedimentación oceánica profunda en las cuencas del Caribe y Altamira y los fòsiles de ambientes someros son retrabajados y retransportados por corrientes de turbidez hacia zonas abisales o pelàgicas. **Urbani y otros (1.989)** mostraron que la FLM es casi tan extensa como la Formación Las Brisas y también se extiende hasta Yaracuy (Formación Aroa).

FORMACIÓN TACAGUA (FT)

La FT **(Dengo 1951)** aflora en la **Quebrada Tacagua** al norte de su intersección con la Quebrada El Topo, cerca del Viaducto N° 2 de la Autopista Caracas-La Guaira, Distrito Capital. **Urbani y Ostos (1989**) la extienden siguiendo el concepto de **Fase Tacagua**, post-Caracas, del **Complejo La Costa** de **Navarro y otros (1988**), desde Puerto Cruz, Estado Vargas, hasta Cabo Codera, Estado Miranda. Excelentes afloramientos pusieron al descubierto los deslaves de diciembre 1999 en los cauces bajos del Rio Uria y de Quebrada Seca de Caraballeda (Urbani 2.000).

Litológicamente la FT está constituida por una asociación de esquisto albitico-calcitico-cuarzo-micáceo-grafitoso de color gris oscuro, intercalado concordantemente con esqusisto de color verde claro formado por cuarzo, albita, epidoto, actinolita, clorita y muscovita y cantidades menores de hematita, calcita, pirita, anfibol y granate. Algunos de estos esquistos llegan a constituir epidocitas. Según **Dengo (1951**) la FT se encuentra en contacto concordante y transicional con la infrayacente Formación Las Mercedes, mientras que para **Urbani y Ostos (1989) y Ostos (1990**) la FT se localiza en contactos tectónicos o fallados con el Complejo de San Julián y Augengneis de Peña de Mora, Mármol de Antimano y Anfibolita de Nirgua y cuerpos de serpentinita de la misma Asociación Metamòrfica de la Costa.

No se tienen edades fosiliferas (a pesar que **Urbani y otros 1989** reportan restos de moluscos y equinoides) ni radiomètricas de esta unidad. Lo que parece cierto, por la descripción de Dengo y lo que se observa en la Quebrada Tacagua, es que la FT es de edad post-Las Mercedes, es decir Cretácico Medio o Superior. Estas rocas verdes han sido correlacionadas con las meta-volcànicas de la Formación Copey en la Península de Araya-Paria. Por otra parte la Formación Las Mercedes se encuentra en contacto de Falla con la Formación Tucutunemo hacia el àrea de Charallave y entre ambas en la zona de fallas es frecuente observar peridotitas serpentinizadas y serpentinitas.

En la Costa Norte de Paria y en la Formación Copey, considerada màs joven que la Formación Carúpano o su equivalente la Foramaciòn Cariaquito correlacionable con la Formación

Las Mercedes, se observa una cierta relación de este tipo de rocas y una acentuada epidotizaciòn de las mismas inducida por metasomàtismo càlcico por las acompañantes intrusiones ultramàficas (peridotitas serpentinizadas y rocas asociadas) relacionadas a parte, o mélange, de una secuencia ofiolitica. Esto lleva al autor a inducir que las mismas se encontraron cerca de una zona de subducción en que corteza oceánica fue incorporada al arco o continente próximo, como un mélange tectònico. **Vignali (1976**) llega a esa misma conclusión de que los esquistos epidoticos, rocas metavolcànicas y serpentinitas asociadas de la Formación El Copey pueden corresponder a una "melange ofiolitica". El autor de este resumen concuerda totalmente con esta interpretación de Vignali para la Formación El Copey y la extrapola para su equivalente la Formación Tacagua. **Méndez y Navarro (1987**) en bases a interpretaciones geoquímicas de esas rocas rocas, utilizando diversos diagramas de variación, sugieren un origen de magmatismo subalcalino, de tendencia toleitica, probablemente de dorsales o rifts oceánicos. **Beccaluva y otros (1996**) deducen una afinidad MORB para el protolito basáltico de las rocas verdes de Tacagua en parcial coincidencia con Mendez y Navarro. Es decir que corteza oceánica espelitizada formada en una dorsal oceánica y llevada a la zona de subducción parcialmente se incorporó en forma de cuñas falladas, intercaladas con sedimentos de zonas de surcos o trench, al borde continental.

En la **REGIÓN DE LA SABANA-CABO CODERA-CAPAYA Urbani y otros (1.989**) distinguieron tres grandes grupos de rocas, que son **(Figura N 4):**

1. UNIDAD LITODÉMICA CORRIMIENTO DE LA COSTA (MESOZOICO)

1.1. Fase Nirgua con dos subunidades (a. Esquisto y gneis plagioclásico y anfibolita granatífera; b. Gneis y esquisto feldespáticos).

1.2. Complejo de Todasana: anfibolitas y anfibolitas granatíferas, dioritas (neo y paleosoma), dioritas pegmatíticas (neosomas), diques de diabasas y andesitas **(Figura N 5).**

1.3. Complejo de Cabo Codera: similar al Complejo de Todasana con anfibolitas y anfibolitas granatíferas, tonalitas, granodioritas, hornablenditas.

1 .4. Serpentinitas.

2. COMPLEJO ÁVILA (PALEOZOICO-PRECÁMBRICO)

2.1. Augengneis de Peña de Mora: augengneises cuarzo-feldespático-micáceo, clorítico.

2.2. Esquisto de San Julián: esquisto y gneis cuarzo-feldespático-micàceo ± grafitosos, anfibolita y mármol.

2.3. Complejo de Caruao: algo similar al Complejo de Todasana: tonalitas, anfibolitas, granodioritas, neosomas cuarzo-plagioclásicos, esquisto y gneis feldespático, rocas graníticas.

3. GRUPO CARACAS (MESOZOICO)

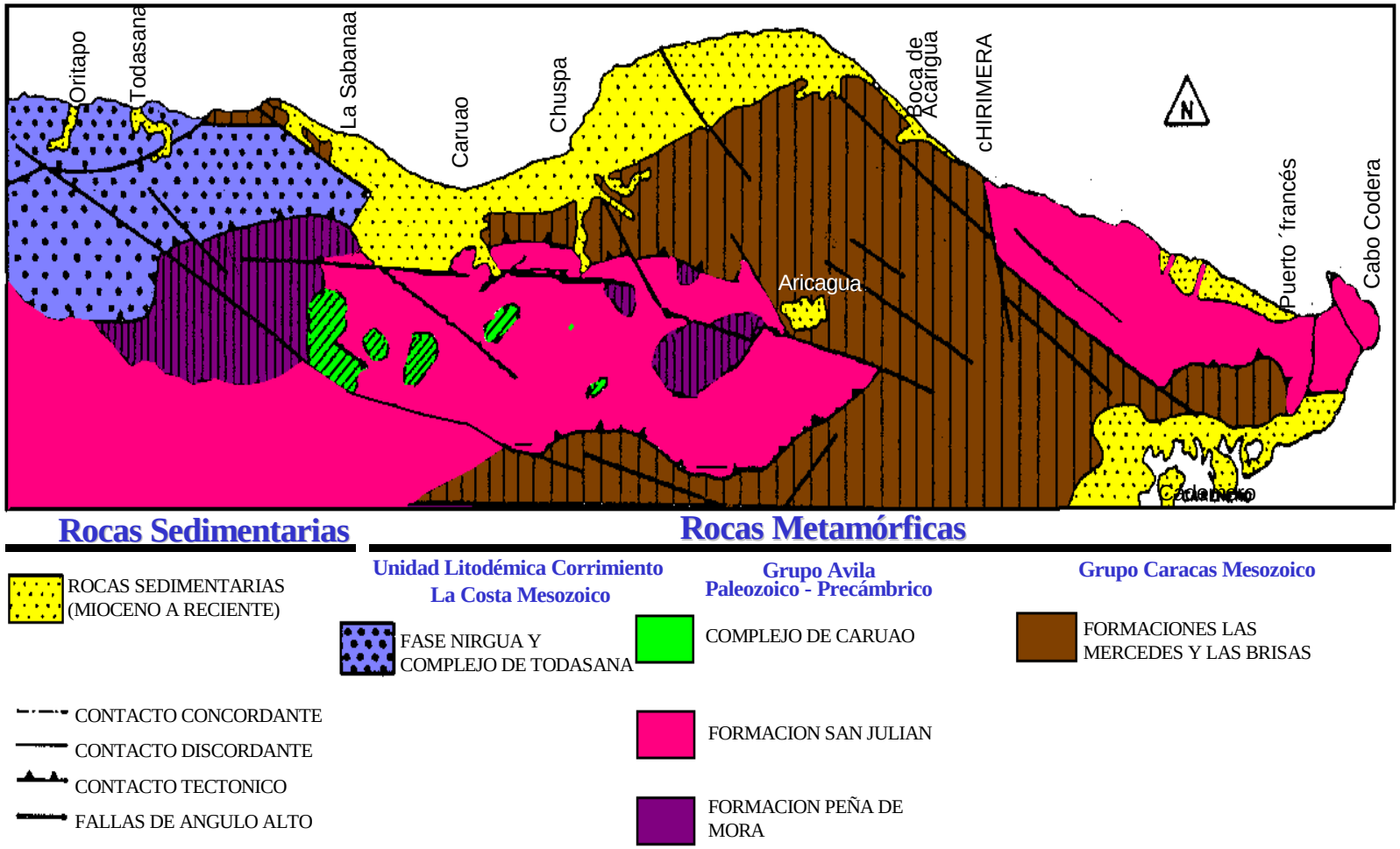


Figura Nro. 4. Mapa Geológico simplificado del Area de La Sabana - Cabo Codera, Distrito Federal y Estado Miranda (tomado de Urbani y otros, 1.989)

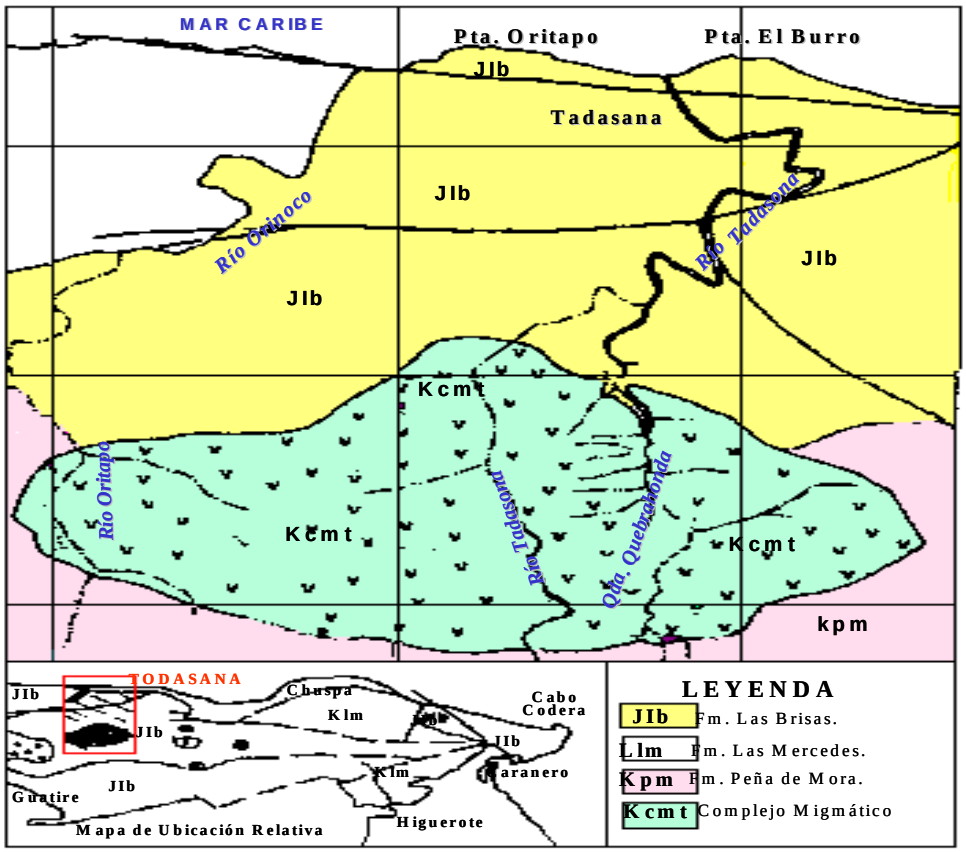


Figura Nro. 5. Mapa de afloramientos del Complejo Migmático de Todasana
(tomado de González de Juana y otros, 1980)

COMPLEJO MIGMATITICO DE TODASANA

El CMDT **(Urbani y Quesada, 1972**, **Urbani y otros 1.989**) se localiza a 4 Km del pueblo de **Todasana** y ocupa una extensión aproximada de 16 Km2, entre las cuencas altas de los rìos Todasana y Oritapo del Estado Vargas. Litológicamente se compone de una mezcla de unidades meta-igneas: diorita, anfibolita, anfibolita granatifera, monzodiorita, tonalita, pegmatita, neosoma cuarzo-plagioclàsico, gabro, diabasa, andesita, pórfido de andesita y gneises de variada composición. Migmatitas tipo flebitica, ptygmática, nebulitica y agmática son frecuentes. El neosoma cuarzo-plagioclàsico está a su vez intrusionado por diques de andesita. La pegmatita dioritica presenta cristales de hornblenda y plagioclasa de hasta 7 cm. El gabro es de grano grueso y la plagioclasa se presenta zonada. El CMDT està en contacto de falla de ángulo alto con rocas del Complejo San Julián, al norte y al sur se encuentra en contacto concordante tectònico con el Complejo San Julián y el Augengneis de Peña de Mora de la misma Asociación Metamòrfica Avila o Complejo Avila. Estas rocas deben ser de edad Proterozoico, de los cinturones metamòrficos tipo Grenville.

COMPLEJO DE CABO CODERA

El CDCC (**Urbani y otros, 1989**) aflora en la punta màs septentrional de **Cabo Codera**, **Estado Miranda** en una extensión limitada de 1.5 Km2. Litològicamente se compone de una asociación de anfibolita, anfibolita granatìfera, meta-tonalita y meta-granodiorita. La meta-granodiorita es la roca fèlsica màs abundante. La tonalita puede grada a trondjemita. Estas rocas están localmente cizalladas y metamorfizadas al nivel de la facies anfibolita, retrógrada a los esquistos verdes. El CDCC està en contacto de falla inversa con el Complejo o Esquisto de San Julián. **Loubet y otros (1985**) determinaron dos edades K-Ar de concentrado de anfibol, de anfibolitas y anfibolitas granatiferas, con edades muy dísimiles de 155 ± 7 Ma y 753 ± 31 Ma, por lo cual no son consideradas al respecto, aunque por el metamorfismo registrado debieran ser de edad Neoproterozoico. Este debe ser otro bloque remanente, como Todasana, de Grenville, desmembrado durante la disrupción del supercontinente Rodinia., de edad Neoproterozoico.

COMPLEJO DE CARUAO

El CDC (**Urbani y Quesada, 1.972; Urbani y otros, 1.989**) de unos 8 km2 de area, se localiza a 6 km al sur del pueblo de **La Sabana, cuenca media del Río Caruao, Estado Vargas.** Litològicamente, està constituido por una mezcla de variadas litologías metaigneas: tonalita, diorita, granodiorita, granito, anfibolita, esquisto anfibólico y neosoma cuarzo-plagioclàsico (vale decir diorita, cuarzo-diorita, trondjemita) que inyecta a la mayorìa de las rocas meta-igneas. Las rocas màficas (anfibolita) generalmente forman el paleosoma rodeado de rocas fèlsicas y neosoma

El CDC es estructuralmente concordante en el contacto con el Augengneis de Peña de Mora y hacia el Sur està en contacto de Falla con el Complejo de San Julián y al Norte en contacto tectònico concordante con el mismo Complejo de San Julián. Se desconoce su edad pero debe ser Paleozoico o Neoproterozoico similar a la edad de las rocas en las que está envuelto

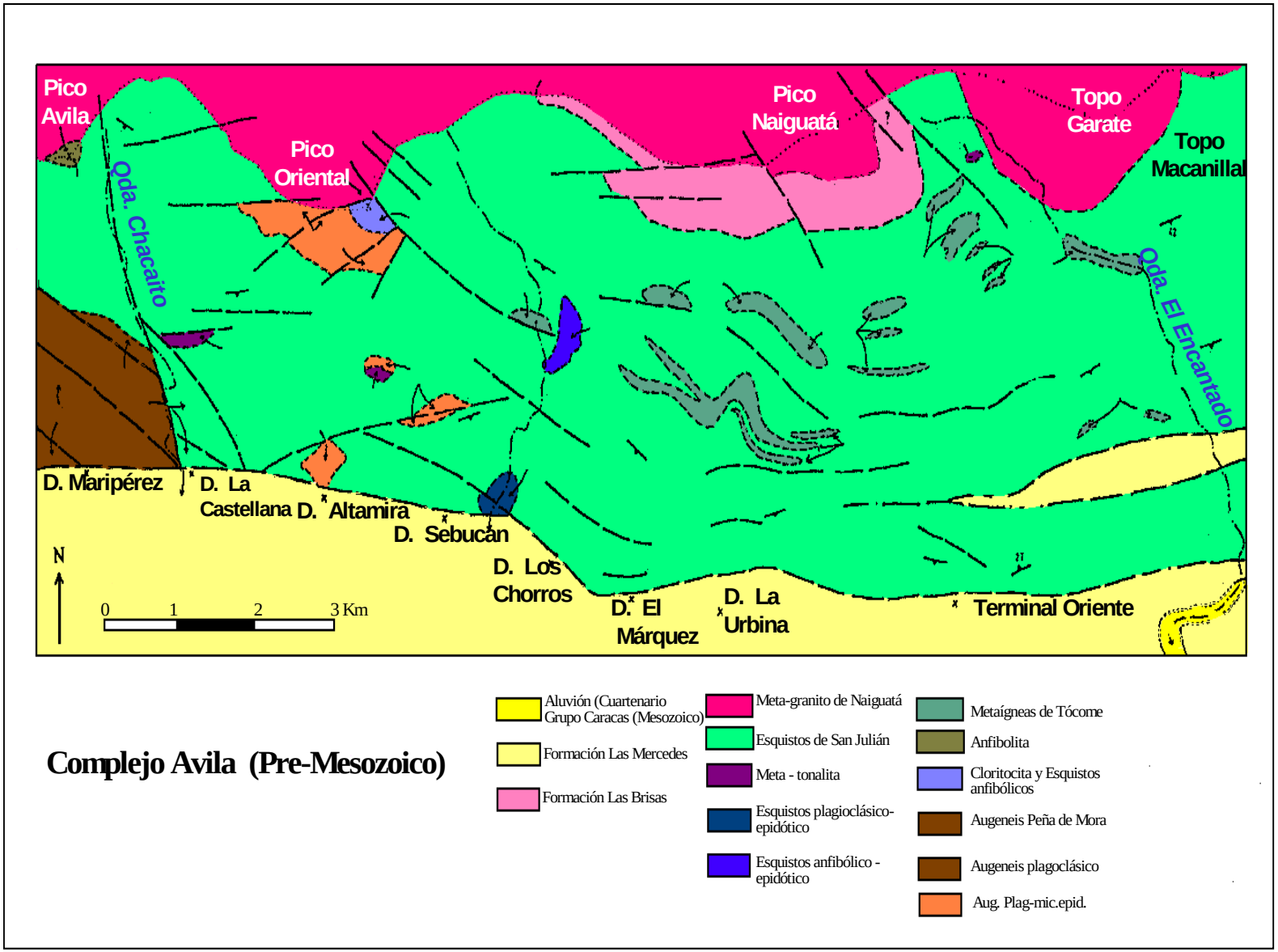
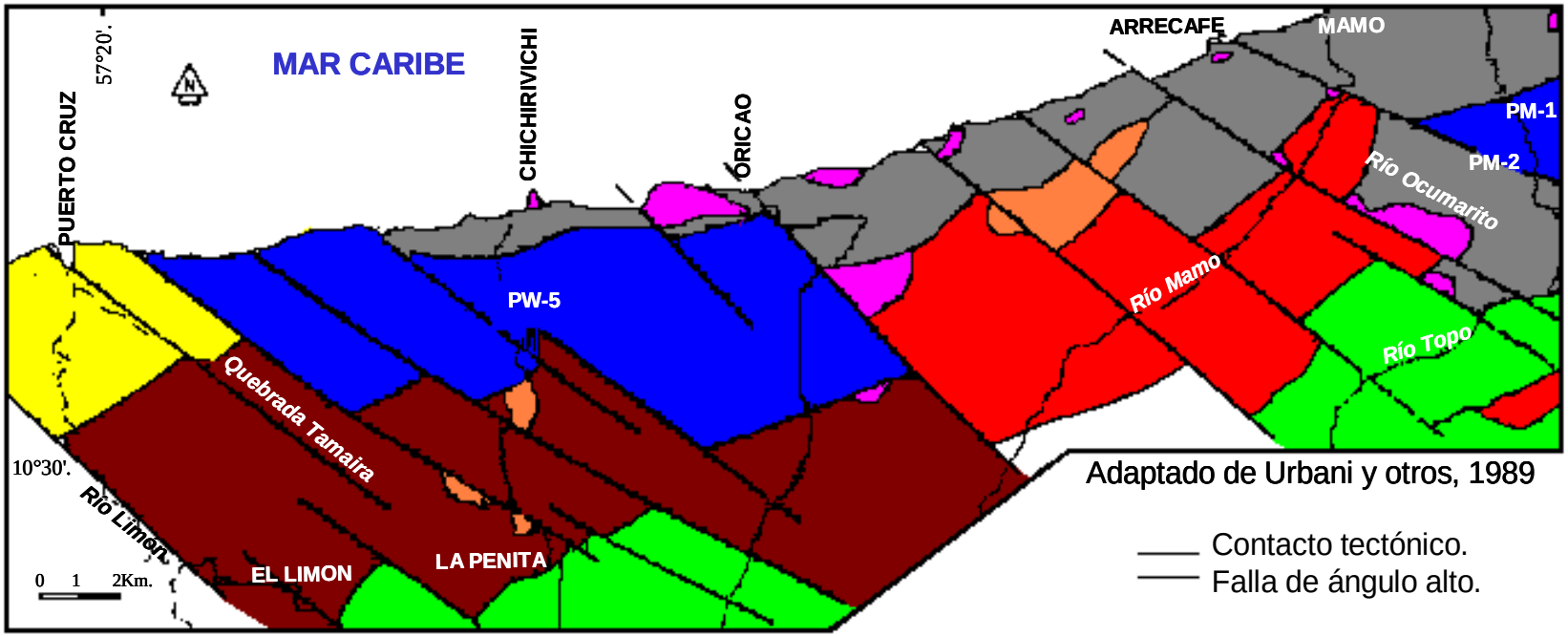


Figura Nro. 6. Mapa Geológico simplificado del Parque Nacional El Avila, al Norte de Caracas
(tomado de Urbani y otros, 1.997).

Figura Nro. 7. Mapa Geológico simplificado de la zona de Puerto Crúz-Tacagua, Distrito Federal (tomado de Urbani y otros, 1997)



Adaptado de Urbani y otros, 1989

Contacto tectónico.
Falla de ángulo alto.

UNIDAD LITODEMICA CORRIMIENTO LA COSTA
Mesozoico

- FASE TACAGUA (Esquistos actinolíticos epidóticos)
- FASE ANTIMANO (Anfibolitas y mármolea)
- FASE ANTIMANO (Anfibolitas y esquistos muscovíticos-calcáreos y mármoles)
- FASE NIRGUA (Anfibolitas, eclogitas y esquistos cuarzo-feldespáticos-epidaticos-aclinalíticos)
- SERPENTINITAS

GRUPO AVILA
Paleozoico-Precámbrico

- FORMACION SAN JULIAN (Esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos-micáceos±granalíferas)
- FORMACION PEÑA DE MORA (Augengneises feldespáticos-cuarcitoro-micáceos)

GRUPO CARACAS
Mesozoico

- GRUPO CARACAS (Sin diferenciar)

En la **REGIÓN CAPITAL, FLANCO SUR DEL PARQUE NACIONAL EL ÁVILA**, **Urbani y otros (1.997**), entre Mariperez al oeste y Caucaguita al este, estudiaron en detalle la denominada Formación Peña de Mora, sin diferenciar, estableciendo que en realidad es un área bien compleja y que la definición original del **Complejo Ávila** le quedó muy bien aplicada, reconociendo las siguientes unidades **(Figura N 6).**

1. GRUPO CARACAS (MESOZOICO):

1.1. **Formación Las Mercedes:** esquisto cuarzo-micáceo-grafitoso, mármol grafitoso.

1.2. **Formación Las Brisas:** esquisto cuarzo-micáceo-feldespático.

2. **COMPLEJO ÁVILA** (PRE-MESOZOICO):

2.1. **Esquisto de San Julián:** esquisto y gneis plagioclásico-cuarzo-micáceo

2.2. **Meta-ígneas de Tócome:** meta-gabro, anfibolita, esquisto anfibolítico y esquisto muy clorítico.

2.3. **Meta-granito de Naiguatá:** meta-leucocuarzo sienita, de grano medio.

2.4.**Augen-gneis de Peña de Mora:** augengneis plagioclásico-cuarzo-micáceo, augengneis plagioclásico-cuarzo-epidótico.

COMPLEJO AVILA

El CA (**Urbani y Ostos, 1989**) toma su nombre del **Macizo de El Avila**, situado al norte de Caracas y su localidad tipo es la Quebrada San Julián, al sur de Caraballeda, donde afloran buenas secciones del Esquisto o Complejo de San Julián y del Augnegneis de Paña de Mora. El CA parece extenderse hasta el Estado Carabobo al oeste y hasta Cabo Codera al este, en el Estado Miranda.

Litológicamente se compone de los gneises graníticos o Augengneis de Peña de Mora y de los Esquistos de San Julián, metamorfizados a la facies de los esquistos verdes, zona de la biotita y el granate almandino. Los contactos con la **Asociación Metamòrfica de la Costa**, al norte, son de falla, tanto de ángulo alto como de corrimiento y al sur los contactos son de falla de ángulo alto con rocas de la **Asociación Metasedimentaria Caracas**. Las edades radiomètricas son motivo de controversias con basamento de edad Parguazensis e intrusiones del Caledoniano y del Herciniano-Varistico, similar a lo observado en los Andes del Norte de Sudamérica.

El **Augengneis de Peña de Mora** (**Aguerrevere y Zuloaga, 1937; Whermann, 1972**, **Urbani y Ostos**, **1989)** tiene su localidad tipo en la vieja carretera Caracas-La Guaira, justo sobre el Túnel Boquerón 1 de la Autopista Caracas-La Guaira y se extiende hacia el oeste hasta la zona de El

Cambur, en el Estado Carabobo y hacia el este hasta cerca de Chirimena en el Estado Miranda. Wherman (1972) ampliò el concepto de "Formación Peña de Mora" al de complejo ígneo-metamòrfico, equivalente lateral al menos, de la Formación Las Brisas, formando el núcleo de la Cordillera de la Costa, incluyendo augengneis grueso y bandeado, gneis granítico grano fino a medio, cuarcitas delgadas, esquistos cuarzo-muscovitico y ocasionalmente anfibolita, mármol y rocas meta-igneas ultramàficas, màficas y félsicas, es decir un verdadero "complejo".

Ostos (1981) cartografiò en detalle el augengneis en el Macizo de El Avila como una unidad separada de las otras rocas. Los augengneises muestran deformación milonitica asociada a fuertes zonas de cizalla que indican un transporte tectònico desde el NO hacia el SE, coincidente con las direcciones mayoritarias de las lineaciones minerales. En algunas localidades como en la Quebrada San Julián, Rìo Caruao, etc., se observan estructuras migmatiticas sugiriendo **condiciones originales de metamorfismo que alcanzaron la facies anfibolita superior, anatexis**. **Urbani y otros (1989)** en El Cambur, Estado Carabobo señalan que los gneises contienen biotita y granate con metamorfismo a la facies anfibolita epidótica, zona de la actinolita, con una relación P/T más baja.

Los contactos en muchos de los casos con las rocas adyacentes son de fallas de ángulo alto y localmente son gradacionales con rocas del Complejo de San Julián, pero con las formaciones Nirgua y Antimano son de corrimiento y de contacto de falla normal con las rocas de la Formación Tacagua. **Ostos y otros (1989**) presentan una isocrona de tres puntos (dos de ellos de la localidad tipo y el tercero del Rio Chichiriviche de La Costa) roca total de Rb-Sr para una edad de 1.560 ± 83 Ma. Kovach (1979) presentan una isocrona de tres puntos, en cantos rodados del Complejo de San Julián con una edad 220 ± 20 Ma, por lo cual se ha sugerido una edad Precàmbrico-Paleozoica para el Complejo de Avila.

El **Complejo de San Julián** afloran en la **Quebrada San Julián, y en la Silla de Caracas,** que desemboca en Caraballeda, Estado Vargas, en el Mar Caribe, con secciones adicionales de referencia en el Río Chuspa, sur del pueblo de Guayabal, Estado Miranda; carretera Chichiriviche-Colonia Tovar, tramo Paso Palomas-Naranjal, Estado Vargas; en la Quebrada Vallecito, Guaremal, Estado Carabobo.

Litològicamente las rocas màs abundantes son el esquisto y gneis cuarzo-plagioclàsico-micàceo con litologías menores de mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas meta-igneas màficas (gabro, diorita, tonalita, granodiorita y anfibolita). A estas rocas màficas se las agruparon como **Metaigneas de Tócome.**

Las rocas MIDT **(Urbani y otros 1997**) afloran en el cauce medio del **Río Tócome** afluente del Río Guaire en el Parque Nacional El Avila, al norte de la Urbanización Los Chorros, Región Capital con una extensión de unos 0.7 Km2 de área, pero al sur del Pico de Naiguatà alcanza los 3 Km2 de área. Litològicamente se identifican en orden de abundancia los siguientes cuatro tipos de rocas: meta-gabro de grano fino (40%), meta-gabro foliado (25%), meta-tonalita (20%) y meta-gabro de grano medio (15%). En el flanco sur del Pico de Naiguatà afloran además de metagabro, anfibolita, esquisto anfibòlico-epidòtico-igual que el circundante Esquisto de San Julián. Las rocas MIDT se encuentra en contacto de falla y concordante, según el sitio, con los Esquistos de San Julian y con el Augengneis de Peña de Mora.

En la mayorìa de los casos el contacto del Complejo de San Julián es de falla de ángulo medio a alto con las unidades adyacentes y de corrimiento sobre las formaciones Nirgua, Antimano y Tacagua. Las edades de este complejo son aparentemente del Paleozoico Superior y se correlaciona litològicamente con gneises y rocas esquistosas del Complejo de Yaritagua. Estas rocas se correlacionan tambien como equivalentes del **Gneis del Cabriales** al norte de Valencia que dio una edad de 264 ±4 Ma.

El **Granito de Guaremal** en la **autopista Valencia-Puerto Cabello** arrojò una edad de 403 ± 6 Ma. El gneis "**Granito de la Colonia Tovar**" (Ostos, 1990) con cuarzo-feldespato-muscovita-clorita y epidoto y cantidades menores de granate y anfibol se encuentra en contacto fallado con la Formación Las Merecedes y ha sido correlacionado con el Granito de Guaremal y el **Granito de Choroní** y hasta con el Augengneis de Peña de Mora, pero carece de determinaciones de edades radiométricas apropiadas y confiables. El gneis granítico de Choroni, Estado Aragua, con clorita, granate y epidoto, aflorante en la **carretera El Castaño-Choroní**, parece ocupar la cumbre de la Fila Maestra de la Cordillera de la Costa desde Maracay hasta Ocumare de la Costa y Choroní. Este gneis granítico de Choroní se correlaciona con el **Granito de El Limòn**, de la Colonia Tovar y con el Granito de Guaremal.

El **Gneis de Sebastopol** (**Aguerrevere y Zuloaga, 1937; Whermann, 1972; Pimentel y otros, 1985, Beck, 1985 y Ostos, 1990)** aflora en el antiguo sitio de **Sebastopol, carretera Caracas-Los Teques**, entre Las Adjuntas y Los Teques, Estado Miranda. También se refiere el sitio Los Lechosos – La Mariposa pero actualmente està separado como **para-gneis de la Mariposa (Urbani, 1989).** Dengo (1951) antes del gran desarrollo urbano, lo describe como un gneis de grano fino, fuertemente foliado compuesto de cuarzo, ortosa, microclino, muscovita y biotita. Localmente se observa clorita hacia los bordes del cuerpo. Se ha considerado tal gneis como el basamento de la Formación Las Brisas y del Grupo Caracas y presenta una edad Rb-Sr roca total de isocrona de tres puntos próxima a los 425 Ma **(Hess 1972). Gaudette y Olsewsky (1979)** reportan una edad de 454 Ma en isocrona Rb-Sr tambièn de tres puntos. El autor de este resumen postula que el Paleozoico Andino se extendía hasta la actual Región Capital, por lo menos, y su basamento era complejo, con rocas de edad Grenville (1.1 Ga ± 0.1 Ga) y/o Parguazensis (1.5 Ga ± 0.1 Ga).

En efecto, para el autor del presente trabajo, las edades cercanas a los 400 Ma son edades correlativas con la orogenèsis equivalente a la Caledoniana, particularizada en los Andes venezolanos al Evento Caparoensis. Las edades de los 270-220 Ma de La Cordillera de la Costa, Región Capital, corresponden a edades de rocas graníticas de los Andes de la orogènesis equivalente a la Herciniana-Varistica, pre-disrupciòn de Pangea. Asi puès las rocas graníticas paleozoicas andinas encuentran sus equivalentes hasta en la Región Capital. Las edades de 1.450-1.560 Ma de rocas graníticas del Complejo Avila corresponden con la edad de rocas graníticas basamento, tipo granito rapakivi de El Parguaza de 1.56-1.45 Ga, de migmatitas, granulitas y anortositas de Santa Marta y del Macizo de Santander de Colombia, de edad Grenville (1.17 Ga) y sus equivalentes de màs bajo grado metamòrfico del Complejo Iglesias (1.33 Ga) y del Complejo de El Tinaco (945 Ma) y del mismo alto grado metamòrfico en el Complejo de Yumare, Macizo de San Quintín, con granulitas, piroxenitas, anfibolitas y anortositas ilmeniticas idénticas a las de Santa Marta y Grenville. Por otra parte, asi como rocas sedimentarias paleozoicas a cretácicas se depositaron sobre el complejo basamento Neoproterozoico-Paleozoico andino, tambièn hicieron lo propio en la Región

Capital. Pero hacia el Eoceno Medio-Tardìo todas estas rocas fueron cubiertas por las napas del Sistema Montañoso del Caribe, provenientes de cuencas màs profundas situadas al norte de Bonaire.

En la Fila **Maestra de la Cordillera de la Costa, Pico Naiguatà**, estado Miranda aflora el **Meta-granito de Naiguatá** descrito desde antes de **Aguerrevere y Zuloaga (1937**) y posteriormente por **Dengo (1951), Wehrmann (1972**), aunque no fue hasta que el grupo de la UCV **(Garcìa y otros**, **1995**, **Sabino y Urbani 1995 y Aranguren 1996**) lo cartografian y tomaron muestras in situ y no se conformaron con los cantos rodados de las cabeceras del Rìo Naiguatá. El Meta-Granito de Naiguatá se define como un "meta-leucosienogranito" de grano medio, ligeramente gneisico, compuesto de feldespato potàsico (45%), cuarzo (35%), albita (15%), biotita (2%) y trazas de muscovita, esfena, granate y hematita (Aranguren, 1966, en Urbani 2.000). Para el autor esa roca es un verdadero gneis granitico. La unidad se extiende desde Puertas de Hèrcules hasta un poco antes del Pico de Naiguatá y en los picos Gàrate, Macanillal y Tacamahaca. **Wherman (1972**) fotogeològicamente ubica otro cuerpo equivalente al norte de Guatire.

En la **REGIÓN EL PALITO-VALENCIA-MARIARA**, **Urbani y otros (1.989)** distinguieron tres asociaciones de rocas o fajas **(Figura N 7):**

1. FAJA SEPTENTRIONAL, UNIDAD LITODEMICA DE CORRIMIENTOS LA COSTA

1.1. **Fase Nirgua:** esquisto y gneis feldespático, anfibolita, mármol

1.2. **Fase Tacagua:** esquisto actinolítico y clorítico cataclástico

1.3. **Fase Antímano:** anfibolita granatífera clinopiroxénica, anfibolita granatífera, eclogita, anfibolita epidótica, mármol, cuarcita, esquisto.

1.4. **Serpentinitas** en contacto de falla con la Fase Tacagua, emplazamiento tectónico a baja temperatura.

2. FAJA CENTRAL, LA MÁS ELEVADA, OCUPADA POR EL COMPLEJO ÁVILA:

2.1. **Esquisto de San Julián:** esquisto y gneis feldespático, cuarcita, mármol tremolítico y cuarcífero.

2.2. **Augengneis Peña de Mora:** augengneis cuarzo-feldespático-micáceo, gneis granítico.

2.3. **Granito de Guaremal:** 403 ± 6 Ma.

2.4. **Gneis "moteado"**, masivo, biotítico-granatífero.

2.5. **Gneises del Cabriales** o Subcomplejo del Cabriales, gneis porfidoclástico, grano fino, medio, augengneisquisto, gneis sillimanítico, metadiabasa y metagabro.

3. GRUPO CARACAS

3.1. **Formación Las Mercedes:** esquisto calcáreo-grafitoso, mármol.

3.2. **Formación Las Brisas:** esquisto cuarzo-albítico-muscovítico, clorítico; esquito calcáreo-grafitoso, cuarcita, filita y mármol.

4. COMPLEJO DE LOMA DE HIERRO, sensus lato: ocho cuerpos ultramáficos serpentinizados de rumbo E-W paralelo a la Falla de la Victoria.

Los contactos entre estas fajas son de fallas, de corrimiento entre las dos primeras y de ángulos altos entre las dos últimas.

GRANITO DE GUAREMAL

El GDG (**Morgan, 1.969; Urbani y otros, 1989 b**) aflora en la **autopisata Valencia-Puerto Cabello, con la localidad tipo en la Quebrada Guaremal, cerca de la Hacienda de Guaremal**, entre las poblaciones de Las Trincheras y El Cambur, Estado Carabobo. Litológicamente, **Urbani y otros (1.989 b**) distinguieron dos subunidades: 1) Granito no foliado y 2) Gneis y augengneis granítico. El granito es equigranular de grano medio y presenta xenolitos de rocas esquistosas y está cortado por diques de aplita y pegmatita. Los augengneises y gneises graníticos son de grano grueso, con xenolitos hornfelizados. Todos los tipos de rocas presentan una asociación mineralògica de biotita + granate, metamorfismo facies de los esquistos verdes, parte superior a anfibolita

Esta unidad está en contacto tectònico concordante a abrupto con las rocas del Complejo de San Julián. Se desconoce su contacto con el Genis de Cabriales hacia el este. La edad de las rocas graníticas por Rb/Sr roca total con una isocrona de 5 puntos es de 403 ± 6 Ma (Urbani y otros, 1989b), de la Orogénesis Caledoniana, siendo la edad de metamorfismo, por Rb/Sr en biotita alrededor de 79.5 Ma. Las xenolitos de rocas metasedimentarias deben ser Paleozoico Temprano al menos o màs antiguos.

GNEIS DE CABRIALES

El GDC (**Urbani, 1989; Urbani y otros, 1989**) aflora en los cauces medio y alto del **Río Cabriales, al Norte de Valencia, Estado Carabobo**. Litològicamente està formado por gneis granítico con grandes megacristales (hasta 8 cm) de feldespato potàsico, aunque también se encuentran variedades de grano medio y fino. Las rocas estàn cizalladas y contienen xenolitos y están cortadas por diques de aplitas y pegmatitas, similar a lo descrito para los gneises graníticos de Guaremal. **Urbani y otros (1.989**) lo divividen en siete subunidades cartografiables separadamente a escala 1:25.000. Entre estas subunidades resulta interesante la presencia de gneises sillimaniticos lo cual implica una zona compleja derivada con rocas altas en Al203, posiblemente sedimentarias, metamorfizadas a relativas altas temperaturas, facies anfibolita cercana a la formación de migmatitas y anatexitas, retrògrada a la parte superior de esquistos verdes a epidoto-anfibolita, con biotita y granate. Esta unidad es conconcordante tectònica con rocas del Complejo de San Julián. Una

isocrona de tres puntos, por el método Rb-Sr roca total, arrojò una edad de 264 ± 4 Ma de la orogenesis Herciniana-Varistica. Los gneises sillimaniticos deben ser, no obstante, equivalentes al Complejo Iglesias, de los Andes, de edad Grenville, reactivados en el Herciniano.

En **LA REGIÓN DE LOS ESTADOS DE YARACUY-COJEDES, Bellizzia y Rodríguez (1.976**) distinguieron las siguientes formaciones metamórficas **(Figura Nº 3).**

1. **Fm. San Quintín:** rocas volcánicas básicas metamorfizadas, meta-toba de cristales líticos y metalava alterada, espelitizada, meta-arenica de grano fino y color verde claro, blanco, crema y escaso meta-conglomerado. Litológica y aparentemente estratigráficamente se correlaciona, en parte, con la Formación Tacagua.

2. **Fm. Mamey:** esquisto cuarzo-micáceo-sericítico, metaconglomerado, meta-arenisca, caliza conglomerática y filita, localmente conglomerado polimíctico. En cierto modo esta formación es similar a la Formación Chuspita de Miranda.

3. **Fm. Aroa:** esquisto calcáreo-grafitoso, filita grafitosa, mármol, esquisto cuarzo micáceo-grafitoso, esquisto verde, clorítico-epidótico-zoicítico, meta-arenisca y meta-conglomerado (hacia el tope en transición con la Formación suprayacente Mamey). Aparece equivalente a la Formación Las Mercedes.

4. **Fm. Nirgua:** esquisto cuarzo micáceo, esquisto micáceo-grafitoso, caliza cristalina masiva, anfibolita eclogítica, anfibolita epidótica y granatífera, cuarcita, mármol, esquisto y gneis cuarzo-micáceo-feldespático. Esta formación puede ser equivalente a la Formación Antímano.

5. **Fm. Las Brisas:** esquisto cuarzo-feldespático-micáceo, esquisto biotítico granatífero.

6. **Complejo de Yaritagua:** gneis granítico, augengneis, esquisto cuarzo-feldespato-micáceo, esquisto biotítico granatífero, anfibolita granatífera, anfibolita localmente con algo de glaucofano, cuarcita y escaso mármol. Este complejo podría ser en parte similar y en parte equivalente al Complejo Ávila.

7. **Complejo de Yumare:** norte del Río Aroa, Serranía El Chacal - Cerro Misión:

   7.1. **Yumarito:** gneis cuarzo-feldespático.

   7.2. **San Quintín:** anortosita ilmenítica, granulita, piroxenita.

   7.3. **La Zurda:** anfibolita, piroxenita, anfibolita granatífera.

   7.4. **Salsipuedes:** anfibolita y piroxenita.

   El Complejo de Yumare parece ser un basamento de grado metamórfico y edad Grenville. No se descarta que el Complejo de Yumare sea el resto de un bloque alóctono que quedó luego del choque del norte de Sur América con Norteamèrica, particularmente hacia 1.0 Ga para formar el supercontinente de Rodinia y fue

posteriormente disruptado a partir de 0.8 - 0.7 Ga. El basamento autóctono de toda esa área debió ser similar al basamento localizado en Santander y Santa Marta, Colombia, debajo de las granulitas y anortositas, de edad 1.17 Ga, o sea basamento Parguazensis de edad 1.45-1.56 Ga.

8. **Rocas ígneas básicas-ultramáficas:** tres grupos principales de peridotidas, ± serpentinizadas tectonizadas, y rocas asociadas, que ocurren dentro de las formaciones Aroa y Nirgua, asociadas a emplazamientos por fallas, a lo largo de la Serranía de Santa María a Puerto Cabello.

Algunas unidades serán descritas a continuación en mayor detalle.

COMPLEJO DE YUMARE

El CDYU (**Bellizzia y Rodríguez, 1976**) aflora en los **macizos de San Quintín, Yumarito, La Zurda y Salsipuedes, a unos 10 km al norte del pueblo de Yumare, Estado Yaracuy**. Bellizzia y Rodríguez (1976) interpretaron estos cuatro macizos como bloques fallados, como rocas del basamento que se encuentran en contacto fallados con rocas de variados origenes. El CDYU se compone litològicamente de gneises similares a los del Complejo de Yaritagua y adicionalmente de anortositas, granulitas y piroxenitas.

En el **Macizo de San Quintín**, las anortositas, granulitas, anfibolitas y piroxenitas se intercalan con los gneises cuarzo-feldespàticos. Las anortositas afloran en el flanco sur del Macizo de San Quintín, entre las quebradas San Quintín y Juana. Se diferencian tres tipos de anortositas: anortosita de grano grueso a pegmatitico, otra de grano medio a fino y una tercera bandeada intercalada con granulitas y anfibolitas. La plagioclasa es andesina y como complementarios aparecen ilmenita y magnetita y como accesorios cuarzo y anfibol. La ilmenita promedia los 5.2% y varìa entre 0.4% a 15.8%. La granulita es de grano grueso y se clasifica como de dos piroxenos (clino y orto piroxeno).

En los **macizos La Zurda y Salsipuedes** solo se encuentran afloramientos aislados de piroxenita, anfibolita y anfibolita granatìfera, pero con predominio del gneis cuarzo-feldespàtico. Se desconoce la edad de este CDYU, pero la asociación anortosita-granulita-anfibolita-piroxenita, se puede correlacionar con rocas similares de Santa Marta (1.17 Ga) y del Macizo de Santander, en Colombia y de los Adirondacks, de edad Grenville en Norteamérica.

El autor de este resumen postula que estas anortositas con su mineralizaciòn ilmenitica es tipica de la anortositas de los Adirondacks de edad Grenville, de alrededor de 1.1 ± 0.1 Ga con las cuales la correlaciona y que representan zonas de alta presión, alta temperatura y además sugiere que el otro cinturón de màs baja presión y temperatura lo representan los Gneises de la Aguadita, de El Complejo El Tinaco con edades similares, cercanas a la edad Grenville (945 Ma, Ostos y otros 1989)

COMPLEJO DE YARITAGUA

El CDY (Bushman, 1959, Bellizzia y Rodríguez, 1976) se localiza en la colina sur de Yaritagua, Estado Lara y en la Serranìa de Marìa Lionza, al SO de Chivacoa, Estado Yaracuy.

Litològicamente està constituido por gneises, gneises porfiroblásticos, augengneises, cuarcita esquistosa, esquistos cuarzo micàceos-feldespàticos, anfibolita, anfibolita granatìfera y escasos afloramientos de esquisto glaucofànico y mármol. El gneis porfiroblástico es la roca màs tipica o distintiva de la unidad aunque la màs abundante es el esquisto cuarzo-micàceo-feldespático. Según **Urbani y otros (1989**) la descripción litològica presentada por **Bellizzia y Rodríguez (1976)** coincide con la Asociación Metamórfica Avila o Complejo Avila, sin diferenciar. El espesor del CDY es de unos 1.500 m y está en contacto de falla de ángulo alto con todas las unidades circundantes. Su edad es Pre-Mesozoico y puede ser Paleozoico o Precámbrico.

GRUPO LOS CRISTALES

El **Grupo Los Cristales** (**Bushman, 1959: Bellizzia y Rodríguez, 1967**) se compone de las **formaciones Nirgua, Aroa y Mamey** y se extiende por los estados Lara, Yaracuy y parte de Cojedes. Los esquistos y filitas cuarzo-grafitosas y mármoles de la unidad inferior, la Formación Aroa, con varios horizontes de esquistos verdes en la zona de pirita cuprifera de las minas de Aroa, infrayace a los esquistos y filitas negras, meta-conglomerados, meta-areniscas y mármol masivo de la Formación Mamey. La Formación Nirgua fue cambiada por Fase Nirgua, incluida en el Complejo de la Costa, por **Navarro y otros (1988**). Los contactos son transicionales y concordantes entre la Fase Nirgua y la Formación Aroa y entre las formaciones Aroa y Mamey.

" **Esquistos verdes de Agua Viva**" (**Bushman, 1959**) rodean a peridotitas serpentinizadas de La Bimba, a unos 3 Km al SO de Agua Viva y 15 Km al SE de Yaritagua en el Estado Yaracuy. El esquisto verde pertenece a la **Formación Aroa**, quizás como una zona de alteración metasomàtica inducida por la **Peridotita de La Bimba** en las rocas de la Formación Aroa y lo acompañan esquisto calcáreo-grafitoso, micáceo y mármol. La alteración de la Peridotita La Bimba originó depositos minerales lenticulares de talco de hasta 5 m de espesor asi como zonas ricas en tremolita, actinolita, clorita y cuarzo. Se estima el potencial de talco en unas 360.000 t.

FASE NIRGUA

La **Formación Nirgua (Bellizzia y Rodríguez, 1967**) aflorante en el **Río Nirgua** y quebradas que cortan las serranías de Aroa, Santa María, Nirgua-Tucuragua, Estado Yaracuy, se extiende desde Chivacoa en Yaracuy hacia Morón en Puerto Cabello, Estado Carababo, prolongándose como una franja estrecha casi paralela a la costa por el Estado Aragua hasta alcanzar el pueblo de La Sabana, Estado Vargas (**Urbani, 2.000)**

Litològicamente en la FN **Bellizzia y Rodríguez (1967**) distinguieron cinco tipos de anfibolitas, dos horizontes de yeso, esquistos cuarzo-micaceo, esquistos micàceo-grafitoso, mármol masivo, anfibolita eclogitica, anfibolita epidótica-granatifera, cuarcita, esquisto y gneis cuarzo-micàceo-feldespático. **Morgan (1966,1971**) describe detalladamente las rocas eclogiticas en la zona de **Taborda-Puerto Cabello, Estado Carabobo**. **Ostos (1981**) en el **macizo de El Avila** describe anfibolitas grantiferas, esquistos actinoliticos, anfibolita epidòtica, anfibolita feldespática, epidocita, mármol cuarcífero, esquisto feldespático-muscovitico y gneis feldespático. **Talukdar y Loureiro (1982)** en la zona de **Oricaco-Chichiriviche de la Costa-Puerto Cruz, Estado Vargas**, señalan que esta unidad està formada por: anfibolita granatìfera, serpentinitas, esquistos cuarzo-granatìfero-feldespàtico-biotitico, mármol cuarcìfero y esquistos glaucofànicos. **Bellizzia y Rodríguez (1968**) refieren la presencia, en los esquistos y filitas, de fòsiles (*Tintìnidos o Calpionelas*) de probable

edad Cretácico Inferior. Esta unidad se correlaciona con las formaciones Antimano y Tacagua. El autor la correlaciona tambièn con la Formación Carúpano con su facies volcánica de Copey. **Navarro y otros (1988) redefinieron esta unidad como Fase Nirgua, como parte integrante de su unidad litodémica de corrimiento del Complejo de la Costa, que además incopora a la fase Tacagua (antigua Formación Tacagua). La complejidad metamòrfica y tectònica sugiere un mélange tectònico.**

FORMACIÓN AROA

La FA (**Bellizzia y Rodríguez, 1966**) toma su nombre del distrito minero de Aroa, situado en la falda norte de la Serranía de Aroa, Estado Yaracuy, extendiéndose por la Serranía de Nirgua-Tucuragua, estados Lara, Yaracuy y Cojedes.

Litológicamente la FA está formada por esquistos calcáreos-grafitosos, filitas grafitosas, esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos, calizas laminadas, calizas macizas y varios horizontes de esquistos verdes epidotico-cloriticos-zoisitico-calciticos (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997). Estos esquistos verdes fueron denominados por **Bushman (1959**) al sur de **Yaritagua** como "Esquistos Verdes de Agua Viva" metamorfizados a la facies de los esquistos verdes, asociación cuarzo-albita-muscovita-clorita-epidoto. La FA es concordante con las formaciones supra e **infrayacentes de Mamey y Nirgua, respectivamente. No se han encontrado fósiles in situ. Bellizzia y Rodríguez (1968**) postulan una correlación de la FA con la Formación Las Mercedes del Grupo Caracas, de la cual se diferencia por su contenido en rocas verdes y podría ser equivalente a la Formación Carúpano con las rocas verdes de Copey.

En Aroa se localizan antiguas minas de sulfuros masivos ricos en pirita cuprifera, con cantidades menores de calcopirita, esfalerita, galena y bornita. El **depòsito de Aroa Principal** tiene dos zonas mineralizadas de las cuales la màs destacada se extiende por 945 m por 82 m de ancho y 36 m de espesor y la zona mineralizada en Titiara se extiende por 200 m con un espesor pequeño del orden de los 3 m. Los lentes de pirita cuprìfera han sido explotados en forma no continuada desde el año 1605 hasta 1964 con una producción acumulada de unas 150.000 t de cobre, de menas con tenores de 2.5% a 12% (**Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997)**. La presencia de este tipo de depósito asi como las "rocas verdes" con poco cuarzo, sugieren ambientes de cuencas detrás del arco de islas para sulfuros masivos de Cu-Zn, tipo Beshi, asociados a remanentes ofioliticos.

FORMACIÓN MAMEY

La FM (**Bellizzia y Rodríguez, 1967**) de gran confusión en la literatura geológica venezolana (**Urbani 2.000**), actualmente se incluye en el "**Grupo Los Cristales o Grupo Caracas"** (**Skerlec, 1979**) aflora en la **quebrada Mamey, al este de Duaca, Estado Lara** y se observa bien en el curso inferior del Río Bobare y en las quebradas Las Palmas, Palmarito, La Peña, Cogollal y Paisaje en la Serranía de Bobare. La FM se extiende desde el Valle del Río Moroturo al norte hasta las cercanías de Sarare en el Estado Lara.

Litològicamente se compone de esquisto cuarzo sericitico de colores grises, naranja y marrón, meta-conglomerado intercalado con esquisto, meta-conglomerado arcósico-calcàreos y mármol arenàceo. Localmente se localizan brechas y microbrechas. Hacia la parte superior, en transición a la suprayacente Formación Bobare el porcentaje de conglomerados disminuye

drásticamente y prácticamente desaparece tambièn el mármol. La FM es concordante y transicional con la infrayacente y suprayacente formaciones Aroa y Bobare, respectivamente. Sin embargo dado que la Formación Bobare representa sedimentos turbiditicos del Surco de Barquisimeto las relaciones entre las formaciones Mamey y Bobare deben ser re-estudiadas (**Gonzàlez de Juana y otros, 1980)**. En algunas localidades se observan restos de amonites, similares a los encontrados en la Formación Carorita. Por su litología y posición relativa estratigràfica se ha correlacionado a la FM con las formaciones Chuspita y Guinimita de los estados Miranda y Sucre, respectivamente.

FORMACIÓN SAN QUINTÍN

La FSQ (Bellizzia y Rodríguez, 1976) aflora hacia el flanco sur del Macizo de San Quintín, a unos 10 Km al norte de Yumare, Estado Yaracuy y solo tiene extensión local (8 km de largo por 3 km de ancho). Litológicamente la FSQ se compone de rocas volcánicas y piroclàsticas, màficas y algunas metasedimentarias asociadas (meta-arenisca, meta-limolita y escasos meta-congolomerados ¿). En algunos niveles las rocas meta-volcànicas aparecen como intercaladas, por aloctonìa tectònica, con rocas de alto grado metamòrfico del Complejo de Yumare. Las rocas metavolcànicas son esencialmente meta-tobas de cristales y liticas y meta-lavas básicas metamorfizadas suavemente (clorita, epidoto, pumpellita). Su edad es ciertamente desconocida y su geoquímica tambièn, asi que no es muy apropiado establecer correlaciones. Sin embargo Bellizzia y Rodrìguez (1976) por similitudes litológicas y posición aparente “estratigràfica” por debajo del Eoceno (Formación Cerro Misión de Falcòn) establecen que pudiera ser de edad Cretácica y ser equivalentes a los metabasaltos espeliticos de Siquisique-Rio Tocuyo. Resulta claro que la Región de Yaracuy-Cojedes, presenta una geologia similar a la de la Región Central Capital y estados próximos a ella, pero mucho más compleja y con menos estudios realizados**.**

EDADES DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

En principio podriamos decir, que la litologia deI Complejo de Yumare, en particular del Macizo de San Quintín con anortositas ilmeníticas y granulitas, es típico de la Orogénesis Grenville en Canadá y de la Orogénesis Nickeriana en las Guayanas, de edad próxima a los 1.200 Ma y de ambiente de choque de grandes placas, con sus equivalentes en anortositas y granulitas en el Macizo de Garzón y Santa Marta (Colombia) de edad Rb/Sr roca total de 1.172 Ma (Priem y otros, 1.989).

Hasta hace poco las rocas más antiguas de la Cordillera de La Costa eran los gneises graníticos de Sebastopol con 425 Ma, el Granito de Guaremal de 402 Ma y bloques de rocas esquistosas de Caraballeda de 1.475 Ma.. Una isocrona de tres puntos, de tres muestras de la localidad tipo de Peña de Mora por Rb/Sr roca total arrojó una edad de 1.560 ± 83 Ma. Rocas de edad similar en el Escudo de Guayana son los granitos anorogénicos rapakivis**,** incluido el granito rapakivi de El Parguaza aflorante a unos 500 Km al Sur franco de la Región Capital. Calizas de la Formación Las Brisas contienen algunos pocos fósiles que sugieren edad del Jurásico Superior.

El **autor de este resumen** estima que esa edad reportada en los gneises de Peña de Mora es, de verificarse con mayor número de determinaciones y por diversos métodos, de la roca fuente y no la edad del metamorfismo que debió ser Cretácico Superior. Lo realmente interesante de una edad cercana a los 1.500 Ga es que desde Santa Marta hasta la región Caracas parece registrarse un

basamento de edad Proterozoico, autóctono, parguazensis, en concordancia con la extensión del norte de Sur América con Bártica-Laurentia, como parte de Rodinia, hasta hacen unos 1.000 Ma.
Si estudios más detallados demuestran que los gneises de Peña de Mora son orto-gneises, es decir derivados por metamorfismo de rocas igneas graníticas, entonces estaríamos ante un cuadro relacionado con el Escudo de Guayana, en su parte evolutiva rift continental con intrusiones de granitos rapakivis hacia los 1.550 Ma y posterior choque de placas con la formación de granulitas y anortositas ilmeniticas de San Quintin, tipo Orogensis Grenville, Nickerian, etc., cercana a los 1.200 Ma y muy posterior sedimentación e intrusiones paleozoicas y jurásicas, sobre estos basamentos precámbricos, del Grupo Caracas. Si como parece ser el caso, los gneises de Peña de Mora, son paragneises, es probable que parte de su fuente fueran restos integrantes del basamento granítico parguazensis. Sin embargo, se requiere mucho más información detallada de campo y laboratorio, en particular geoquímica, geofisica y determinaciones de edades por varios y apropiados métodos para los tipos de rocas representativas de cada unidad, para basar mejor las teorías evolutivas tectónicas sobre estas regiones.

FAJA PARACOTOS

La FP está ubicada entre las fajas de Caucagua-El Tinaco, la de Villa de Cura y la Cordilllera de La Costa. La FP aflora desde El Tinaco hasta la región de Miranda. Es una faja angosta, desplazada repetidamente por fallas NO-SE. Su límite norte es la Falla de Santa Rosa y su límite sur es el Corrimiento de Agua Fría. Está constituida por la Formación Paracotos y varios cuerpos intrusivos ultramáflcos serpentinizados

FORMACIÓN PARACOTOS (FP)

La FP (**Smith, 1952**) se identifica según **Urbani (2000**) en dos secciones de referencia: 1) afloramientos del **Río Tuy, entre Tácata y Cúa en el estado Miranda**, que es lo màs cercano a Paracotos que le da su nombre y 2) la sección propuesta por **Beck (1985**) como la localidad tipo de su “Formación Cataurito”, localizada al **sur de la Hacienda Cataurito**, entre las poblaciones de La Candelaria y El Pao de Zárate al este y Villa de Cura al oeste. Esta unidad constituye la Faja de Paracotos de **Menéndez (1966**), pero **Beck (1985)** la considera parte de su “Napa de Loma de Hierro” y se extiende a travès de los estados Cojedes, Carabobo, Guàrico, Aragua y Miranda.

Litològicamente la FP se compone de: 1) filitas (60% de la unidad) de color azùl, limosa y carbonosa, con ocacionales peñones de hasta 20 cm de diàmetro de rocas meta-volcànicas y meta-sedimentarias (facies flysch salvaje). Asociadas a las filitas se encuentran capas delgadas de meta-limolitas macizas, con cristales cúbicos visibles de pirita, meta-areniscas calcáreo-micàceas y waca litica cuarcífera; 2) cuerpos de mármol de color verde muy claro a gris azulado, con foraminiferos esféricos reemplazados por calcita en una matriz de cristales de calcita con algo de cuarzo, pirita y material carbonàceo; 3) meta-conglomerados de color gris verdoso con guijarros de hasta 50 cm de diámetro de composición diversa (meta-lavas basàlticas, cuarzo de veta, mármol, ftanita y granofel cuarzo-albitico). Seiders (1965) describió cuerpos de meta-lavas basàlticas almohadilladas y meta-brechas de flujo, de varias decenas de m de espesor, interestratificadas con las filitas. Beck (1985) interpreta los contactos de la FP concordantes con su Formación Tiara. La Falla de Agua Fría, citada por Shagam (1960) y Menéndez (1966) como lìmite sur de esta unidad no es reconocida por Beck (1985) y otros autores. Según Ostos (1990) la FP se encuentra en contacto de falla normal con las

filitas de la Formación Tucutunemo y como una falla de corrimiento sobre las rocas del Grupo Villa de Cura. La edad de la FP, en base a su rica fauna de foraminiferos en las calizas marmóreas (*Gumbelina globulosa, Globotruncana citae, Globigerinella messinae messinae, Globigerina cretàcea*, etc) es del Cretácico Tardìo (Maastrichtiense). La sedimentación autóctona de Venezuela Occidental (Cretácico) refleja que se originò en una margen continental pasiva, pasando a activa desde el Paleoceno al Eoceno Tardìo. En Venezuela Oriental, el margen pasivo se extendió hasta el comienzo del Oligoceno. La sedimentación alòctona refleja la evolución de la placa Paleo-Caribe, cuya acreción se registró en tres eventos de colisión de edades Paleógeno. En las èpocas del Albiense, Cenomaniense, Santoniense, Paleoceno y Eoceno Temprano, la sedimentación del alòctono contiene desplomes con abundantes olistotromos e inyectitas o diques sedimentarios. En el Santoniense y el Eoceno Temprano la sedimentación autóctona registró desplomes lodosos y arenosos, con inyectitas pero siendo escasos los olistotromos., lo cual implica sedimentación acelerada de subcuencas de talud y plataforma desestabilizada temporalmente **(Macsotay y otros, 1.977, b).**

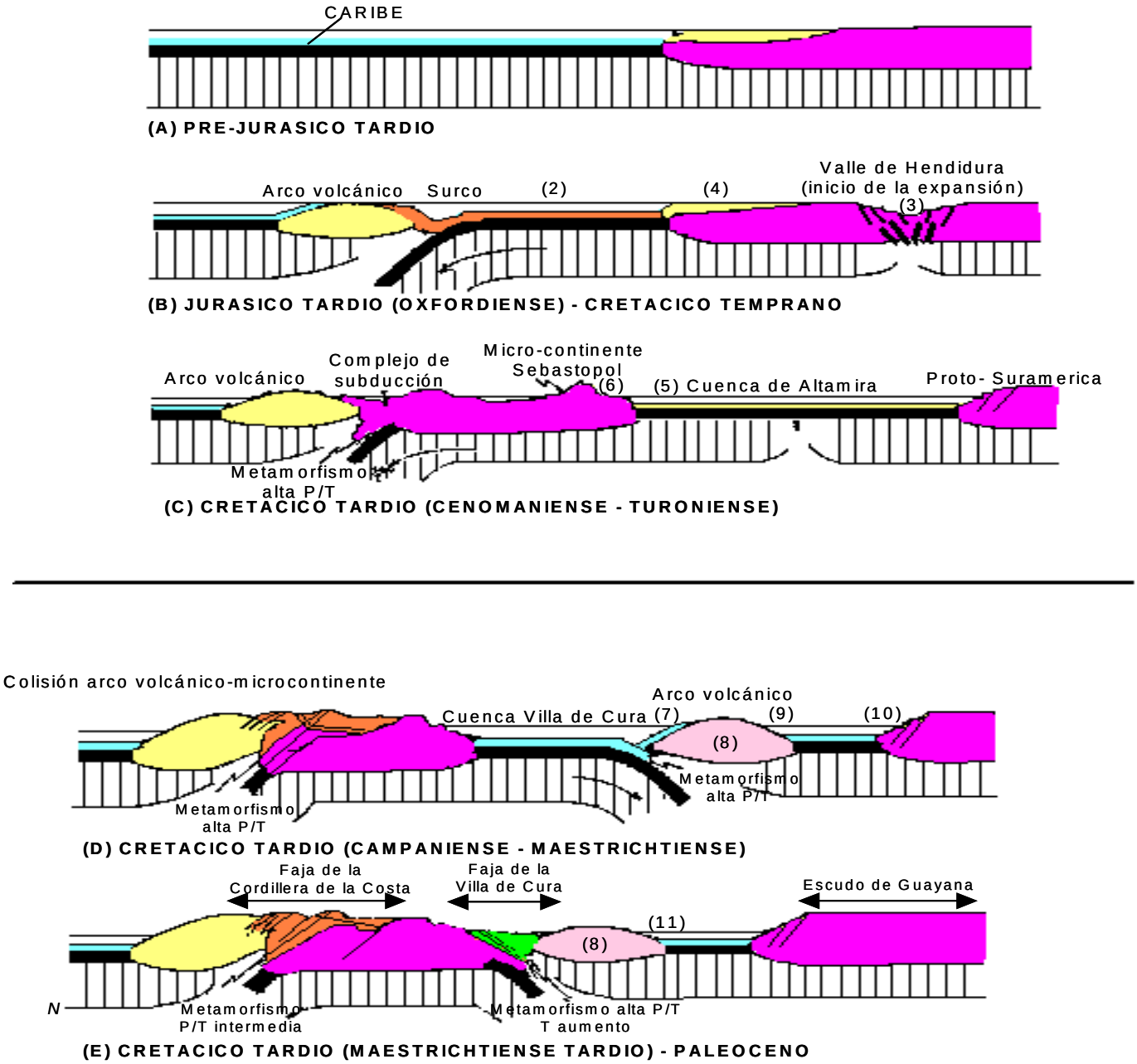
FAJA VILLA DE CURA

La FVDC está limitada al norte por la Falla de Agua Fría y al sur por una serie de corrimientos de los cuales el de Cantagallo es el más importante. En esta Faja se incluye el Grupo Villa de Cura (GVDC). **Bellizzia y Rodríguez (1.976**) incorporaron en la FVDC también a las formaciones Tiara y Tiramuto, pero otros autores las refieren a la Faja de Caucagua-El Tinaco. El autor de este resumen, considera que las relaciones de campo y la localidad tipo de la FT son tan estrechas con el intrusivo máfico-ultramáfico de Loma de Hierro que considera que la FT pudiera representar la parte más superior del complejo ofiolitico, alóctono, de Loma de Hierro. En la Región de **Guatopo, Estado Miranda**, **Urbani y otros (1.989)** identificaron en la FVDC tres unidades: el Grupo Villa de Cura, la Formación Las Hermanas y el Complejo de Apa. El autor de este resumen postula más adelante que el Complejo de Apa es de edad post-Formación Las Hermanas.

GRUPO VILLA DE CURA

El GVDC fue redefinido por **Shagam (1.960)** como una asociación de rocas metavolcánicas y metasedimentarias que afloran en **Aragua Central**. El Bloque Villa de Cura tiene unos 250 Km de longitud por más de 28 Km de ancho y ha sido considerado como alóctono por diversos autores (**Menéndez, 1.965, Seíders, 1.965, Piburn, 1.968, Bell, 1.968, Bellizzia, 1.972, Maresh, 1974, Stephan y otros, 1980, Beets y otros, 1.984, Macsotay y otros, 1.997**), pero otros grupos de geólogos lo considera autòctono (**Talukdar y otros, 1.982, Navarro, 1.983, Ostos y Navarro, 1.986, Navarro y otros, 1.987 y 1.988, y Navarro, 1.989**) mantienen la hipótesis de que el GVDC y la suprayacente Formación Tiara se originaron en una pequeña cuenca oceánica, formada por expansión, denominada Altamira, formada en el borde norte del Cratón de Guayana en la cual se desarrollaron el GVDC y la FT.

Shagam (1960) redefiniò y dividiò al Grupo Villa de Cura en cuatro formaciones: El Caño, El Chino, El Carmen y Santa Isabel. Este grupo ha sido motivo de polémica sobre su origen (aloctonía versus autoctonía). **Navarro (1983, 1988**) concluye en una afinidad de basaltos de rifts oceánicos (N-MORB) para las rocas volcánicas màficas de la Formación El Carmen, mientras que para las rocas de Tiara según Navarro son de afinidad de basaltos de arcos de islas.



(1) Formación Las Brisas
(2) Formación Las Mercedes
(3) Formación Ipire
(4) Facies de Zenda, Formación Las Brisas, o Antimano
(5) Formación El Carmen o Piso Oceánico
(6) Micro-Continente
(7) Prisma de Acreción y Sedimentación en cuenca delante del arco (Formaciones Tucutunemo y Paracotos)
(8) Formación Tiara de arco volcánico.
(9) Sedimentación cuenca detrás del arco, (Formaciones Garrapata y Escorzonera)
(10) Grupo Temblador
(11) Formación Guárico

Figura Nro. 8. Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa, con especial énfasis en el desarrollo de la Faja de Villa de Cura (tomado de Navarro, 1989).

Ostos (1990) en bases geoquímicas reinterpreta las metalavas básicas de las formaciones El Caño, El Carmen y Santa Isabel, en la zona de San Sebastián de los Reyes, como de afinidad toleitica de un margen divergente de placas y tambien concluye que los metabasaltos de la Formación Las Hermanas de Guatopo son de afinidad toleitica, de arcos de islas, cuenca marginal o cordillera centro oceánica.

La **Formación El Caño**, según **Shagam (1960**) es la unidad basal del GVDC, pero para Seiders (1965) es el tope del GVDC, cuya sección tipo, de unos 1.400 m de espesor, se localiza en el Río El Caño, a 6 Kms al NO de San Sebastián, Estado Aragua. Litològicamente se compone de un 70% de metatobas afaniticas máficas, laminadas, color azulado, seguida por un 20% de meta-tobas màficas color azul verdoso y cantidades menores de meta-ftanitas, meta-areniscas y esquistos cuarzo-epidòtico-cloriticos-albiticos. La FEC es concordante y transicional con la aparente suprayacente formación El Chino y está en contacto de falla con esquistos cloriticos de la Formación Paracotos. Su edad se estima Juràsico a Cretácico.

La **Formación El Chino** tiene su localidad tipo en la quebrada del mismo nombre, con unos 1.500 m de espesor, al NO de San Juan de los Morros. Litològicamente se compone de un 50% de meta-tobas gradadas, ricas en clinopiroxeno con clorita y sericita. **Beets (1984**) refiere la unidad como formada por metatobas, filitas negras y esquistos glaucofánicos y lawsoniticos. **Navarro (1983**) la describe como formada por meta-tobas de cenizas y lapilli, aglomerados volcánicos con intercalaciones de lavas piroxènicas, metadiabasas, esquistos cuarzo feldespàticos, filitas grafitosas y metaftanita. La FECh es concordante y transicional con las formaciones aparentemente infra y suprayacentes, El Caño y El Carmen, respectivamente. Rodríguez (1986) reporta la presencia de barita en estas rocas metavolcánicas. Su edad se ha estimado Jurásico a Cretácico.

La **Formación El Carmen**, tiene su localidad tipo en la Hacienda El Carmen de Aragua central, con un espesor de unos 1.200 m. Según **Shagam (1960**) la formación se compone principalmente de meta-lavas basálticas espilitizadas de color verde-azulado, con augita y albita, actinolita. **Navarro (1983**) la describe como formada por metalavas augitico-diópsidica, metaftanitas, filitas grafitosas, metatobas de cenizas y metatobas liticas. Navarro (1987) la interpreta como parte de una ofiolita de rift centro-oceánica. La FEC es concordante y transicional con las aparente infra y suprayacente formaciones El Chino y Santa Isabel, respectivamente. **Loubet y otros (1985**) reportan nueve edades K/Ar de metalavas de El Carmen, principalmente, con valores de 107 a 77 Ma, es decir Cretácico Medio.

La **Formación Santa Isabel** tiene su localidad tipo en la Hacienda Santa Isabel, a unos 7 Km al NO de San Juan de los Morros, Estado Guàrico. **Shagam (1960**) dice que su litología típica es un 70% "granulita cuarzo-albitica", o sea un granofel compuesto por cuarzo y albita con textura granoblàstica, que pasan a esquistos cloriticos y crositicos, con cantidades menores de metaftanita, metalava màfica y metatoba con ocasionales metadioritas intrusivas. **Piburns (1968**) reporta además meta-conglomerados. **Navarro (1983**) escribe que el granofel es la unidad predominante, es cuarzo-fedespàtico-epidótico, en ocasiones con clorita, clinozoisita, glaucofano-crossita (anfibol azulado) y barroisita (anfibol verdoso), intercalados con esquistos cloriticos, cuarzo-feldespàticos-epidoticos, metaftatnitas y metalavas piroxénicas, concluyendo que estas rocas fueron sometidas a metamorfismo de alta presión , facies de los esquistos azules, en transición a los esquistos verdes. La FSI es concordante con la infrayacente formación El Carmen y de falla con la Formación Las

Hermanas. Al parecer estas rocas registraron actividad hidrotermal mineralizante para oro y sulfuros polimetàlicos (Zn, Cu) acompañado al final de precipitación de barita (**Rodríguez., 1986**).

Las rocas que afloran al Norte y NE de San Sebastián, Estado Aragua, fueron asignadas a la Formación Tiara por **Shagam (1960) y Navarro (1985).** Sin embargo, **Girard (1981**) dice que geoquímicamente son diferentes de las rocas de la Formación Tiara de la localidad tipo y por lo tanto propuso para las mismas el nombre de la Quebrada Las Hermanas donde afloran principalmente meta-lavas, brechas y tobas, parecidas a las de la Formación Tiara. **Urbani (1.989)** extiende la cartografía de esta unidad hacia el Este, hacia Guatopo y la subdivide en dos unidades. Algunos autores, incluido el **Léxico Estratigráfico de Venezuela (1.997**), recomiendan incluir a esta formación Las Hermanas como parte del Grupo Villa de Cura.

Ostos (1990) interpreta el contacto entre la FLH y la Formación Santa Isabel como falla de corrimiento. En Guatopo**, Urbani y otros (1991)** señalan que la parte norte de esta formación está sobrecorrida por las rocas de la asociación meta-volcanosedimentaria del Grupo Villa de Cura y al Sur la FLH aparece sobrecorrida encima de rocas de la faja piemontina de la Cordillera de La Costa (Caliza de Las Colonias y formaciones Garrapata y Guàrico). A su vez rocas del Complejo Máfico-Ultramàfico de Apa aparecen en contacto de fallas diversas (transcurrentes, normales y de corrimiento) con rocas de la FLH. **Loubet y otros (1985**) reportan dos determinaciones de edad K-Ar en plagioclasa de 119 ± 4 y 112 ±4 Ma. En contraposición **Beck (1986**) reporta cuatro nuevas edades mucho màs jóvenes del Eoceno al Oligoceno con lo cual al presente autor le explica mejor su correlaciòn con la Formación Tiara. Casi todos los autores que han estudiado estas rocas concuerdan en considerarlas como formadas en ambientes de arco de islas.

FORMACIÓN LAS HERMANAS

Las rocas volcánicas y volcanoclàsticas de composición basáltica que afloran al norte y noreste de San Sebastián, **Quebrada Las Hermanas, Estado Aragua**, fueron correlacionadas como equivalentes con las de la Formación Tiara de **Shagam (1960**), pero **Girard (1981**) informalmente las denominò Formación Las Hermanas. **Loubet y otros (1980), Sagna (1.982) y Lar (1992**) las diferencian geoquímicamente y en parte geocronològicamente de la Formación Tiara de la localidad tipo. Muchos de los autores citados recomiendan incluir a estas rocas como parte del Grupo Villa de Cura. El **autor de este resumen** tiene reservas al respecto, no solo por lo distante de las FLH con las rocas del GVDC sino porque casi todos los contactos observados entre la Formación Santa Isabel y la Formación Las Hermanas es de falla y la mayor de las veces de tipo corrimiento, además de que no hay conclusivas determinaciones radiomètricas al respecto.

La localidad tipo de la FLH se sitúa en el curso medio de la **Quebrada Las Hermanas a unos 8 Km al NE de San Sebastián y se extiende al NE de Valle Morin hasta el Río Orituco en Guatopo**. **Urbani y otros (1991**) extendieron su cartografía en la parte sur del **Parque Nacional Guatopo, estados Miranda y Guàrico,** como una franja de unos 55 km de largo por 10 km de ancho, estando los últimos afloramientos cerca del pueblo **San Ignacio, adyacente a El Guapo, Estado Miranda.** Por otra parte rocas cartografiadas como “Formación Tiara” que en la realidad pertenezcan a la FLH se extienden por otra franja discontinua al sur de la Serranìa del Interior desde cerca de San Juan de Los Morros, Estado Guàrico hasta el norte del Estado Cojedes.

Litològicamente, **Girard (1981)** describe a la FLH como formada por meta-lava básica, a veces almohadillada; meta-tobas y meta-conglomerado volcánico. **Navarro (1983)** describe para esta unidad cerca de **San Sebastián** tres unidades: meta-lava almohadillada, meta-toba de ceniza y de lapilli y meta-conglomerado con fragmentos angulares de meta-tobas y meta-lavas con matriz de ceniza volcánica. Las rocas estàn metamorfizadas a la zona de la prehnita-pumpellita. **Beck (1985**) distinguiò brechas y tobas volcánicas básicas, coladas de lavas espilitizadas y sills de microgabros o diabasas. En **Guatopo, Urbani y otros (1991)** cartografiaron dos subunidades: a) una con predominio de meta-lava andesitica y b) otra con meta-lava, meta-toba, meta-brecha piroxénica-anfibólica-plagioclàsica, metamorfizadas al nivel de la zona prehnita-pumpellita; pumpellita-actinolita y esquistos verdes con clorita-clinozoicita. La edad por K-Ar de estas rocas de la FLH va desde 100 ± 10 Ma (**Piburn, 1968**) a 119 ± 4 Ma (**Loubet y otros, 1985**), más antigua que el GVDC

El contacto entre la FLH y la Formación Santa Isabel ha sido observado en diferentes sitios de formas diversas, pero mayoritariamente como un contacto de falla de ángulo alto y muchas veces de corrimiento (Ostos, 1990); pero en **Guatopo Urbani y otros (1991**) establecen que las rocas del Grupo Villa de Cura estan sobrecorridas a la FLH, mientras que la FLH, a su vez, se monta sobrecorridamente sobre las rocas sedimentarias de la faja piemontina de la Cordillera de la Costa, o sea que la FLH se sobremonta a la Caliza de Las Colonias y a las formaciones Garrapata y Guàrico y se encuentra en contacto de falla (transcurrentes, normales y de corrimiento) con las ultramàficas del Complejo de Apa.

Una franja estrecha de calizas de Las Colonias (**Beck 1985**) en contacto con la FLH se extiende por el frente de monañas de los estados Guàrico, Miranda y Aragua, cuya localidad tipo se localiza en Las Colonias, al norte del Río Orituco, Parque Nacional Guatopo, Estado Guàrico. La caliza es masiva, color gris claro, tipo lodoso, con radiolarios y foraminiferos planctónicos, ambientes hemipelàgicos, que se disponen paralelos a la laminaciòn. Su espesor aparente, ya que siempre se encuentra en contacto de falla de ángulo alto y sobrecorrida por las rocas metavolcànicas de la FLH, es de 115 m. Su edad es Cretácico Tardìo

HIPOTESIS ALOCTONA VERSUS AUTOCTONA SOBRE EL GRUPO VILLA DE CURA

Según la **hipótesis alóctona** (**Menéndez, 1.965; Jarvis, 1.965**) el GVDC se formó al norte del Sistema Montañoso del Caribe, sobre un basamento tipo Complejo basal de Sebastopol, de edad paleozoico a precámbrico. Durante el Cretácico Medio se produjo el metamorfismo de toda la secuencia al nivel de la FEV-Anfibolita epidótica, formándose a continuación en el Cretácico Tardío la Formación Tiara. En el Cretácico Tardío la cuenca comenzò a bascular con lo cual el GVDC quedó más elevado y en la parte más deprimida del surco se depositó la Formación Paracotos en el Cretácico Tardío, mientras más al sur, se depositaban las formaciones Guárico y Mucaria. A fines del Cretácico más Tardío y/ el Paleoceno Temprano, comenzó a deslizarse por gravedad el bloque del GVDC alcanzando su posición final dentro del surco de Paracotos. Para otros autores como Piburn (1.968) el desplazamiento fuè màs corto (unos 30 Km). Para **Gonzalez Silva y Picard (1.972**) Villa de Cura se formò en un océano, entre dos bloques continentales, que al cerrarse dejò un cuerpo libre representado por el bloque Villa de Cura que se deslizò por la pendiente formada durante el levantamiento lento de la Cordillera de la Costa.

Para **Beets y otros (1.984) Villa de Cura se formò en un arco** que procedìa del norte del margen continental de Sur América y que colidiò con el borde norte de este continente sufriendo una rotación megatectònica. El emplazamiento del bloque se iniciò hacia 95 Ma terminando hacia el Maastrichtiense-Paleoceno. Las intrusiones de cuerpos màficos-ultramàficos debieron ser post-metamòrficas y post-emplazamiento, es decir de edad Eoceno o màs joven, en concordancia con lo aportado por **Beck (1.986).**

Para **Macsotay y otros (1.997**) durante el **Campaniénse comenzó la convecciòn entre el arco de islas de Villa de Cura y el margen sur del océano Tethyis en el àrea de las Antillas Holandeseas e Islas Venezolanas.** Durante el Paleoceno comenzò la compresión NNO-SSE con la colisión de la Placa Caribe y el borde Norte de la Placa de Sur América con desarrollo de dinamometamorfismo. Luego en el Eoceno Temprano al Eoceno Medio continuò la colisión afectando todo el norte de Venezuela y la parte nor-central se comienza a plegar isoclinalmente como Napa piedmontina. Hacia el Eoceno Medio y Eoceno Tardìo el sistema de napas alcanzò el máximo desplazamiento o sobrecorrimiento sobre el cratón continental.

Con el avance del conocimiento sobre el origen y evolución de la Placa Caribe y de la geologìa del norte de Venezuela y en particular sobre varias tesis de doctorado recientes realizadas sobre el "bloque Villa de Cura", **Smith y otros (2001)** resumen que el **cinturón tectònico de Villa de Cura** (CTVC), que representa un terreno metamòrfico de alta presiòn (esquistos azules, en parte), **se compone de cuatro subcinturones,** todos de tendencia aproximada E-W, que en la Quebrada Caramacate **(Smith y otros, 2001)** son de norte a sur los siguientes:

1. Subcinturón tectonometamórfico de rocas con **pumpelita-actinolita (PA)** que corresponde a rocas del **tipo Formación el Caño del GVDC**

2. Subcinturòn tectonometamòrfico con rocas con **glaucofano-lawsonita (GL)** que se identifica con rocas del tipo **Formación El Chino del GVDC**

3. Subcinturón tectonometamòrfico con rocas con **glaucofano-epidoto (GE)** que corresponde con rocas de las **formaciones El Carmen** principalmente y localmente con **Santa Isabel del GVDC.**

4. Subcinturòn tectonometamòrfico con rocas con **barroisita (BA)** en la Formación **Santa Isabel del GVDC.**

Los subcinturones **PA, GL** y **GE** arrojan una **edad de metamorfismo por 40 Ar/39 Ar de 79.8±0.4 Ma** y sugieren condiciones **P,T de metamorfismo de 240º-275ºC, 550 MPa en el norte (PA) a 300º- 375º C, 700 MPa en el sur** (**GE) mientras que el subcinturòn BA presenta una edad màs antigua (96.3±04 Ma por 40 Ar/ 39 Ar) con más alta temperatura, de 420º- 510ºC** porque cuando el **subcinturón BA**, **fue metamorfizado en la zona de subducción**, el gradiente geotermico era menor, aunque la presiòn era similar, debido a que hacía poco tiempo que se había iniciado la subducción, mientras que los otros subcinturones se registraron 18 Ma después, cuando ya la subducción continua habìa avanzado y el grado geotérmico era menor. El subcinturòn **BA presenta una edad de metamorfismo similar a la edad de ciertas ofiolitas de Repùblica Dominicana.**

Los protolitos de ambos tipos de subcinturones son diferentes en el tiempo y en el espacio, aunque ambos pertenecen a rocas de arcos de islas y cuencas asociadas de la placa proto-Caribe. En consecuencia el GVDC fue metamorfizado en un ambiente de subducción relacionado a un arco de islas intraoceànico en el Cretácico Medio cuando la litósfera proto-Caribe fue subduccida como una parte de la placa Farallón.

Los cuatro primeros subcinturones se localizaban al este respecto al subcinturòn **BA** y su posición era aproximadamente de dirección N-S (**Figura 9 a)** en un arco de islas intraoceánico, mientras que los subcinturones de la Cordillera de la Costa estaban en contacto, con direcciòn aproximada NE, en la zona de colisiòn de la placa proto-Caribe con el NW del continente de Sur Amèrica, en tiempos del Cretácico Medio. Después de la colisiòn de la placa Caribe con las Bahamas en tiempos del Eoceno-Oligoceno, la referida placa cambiò su movimiento de NE a E-SE.

Esto facilitó el levantamiento, exposición y rotaciòn de 90º de los subcinturones del GVDC. Sin embargo está edad no está registrada en el GVDC a pesar del metamorfismo regresivo mostrado por algunas rocas del GVDC, porque no logrò sobre-imponerse al metamorfismo de alta presiòn y baja-modera temperatura. Ambos cinturones, Villa de Cura y Cordillera de La Costa, fueron emplazados u obductados en el borde norte del continente de Sur Amèrica, en tiempos del Mioceno.

En **conclusión,** para **Smith y otros (2001**) **el GVDC representa dos tipos de cinturones metamòrficos de alta presiòn, provenientes de protolitos distintos,** pero que contienen litologìas de un primitivo arco de islas oceànico del proto-Caribe con algunos basaltos primitivos (Formación El Carmen, en particular) de rift oceànicos pròximos, u originados en la cuenca detrás de ese arco de islas y que luego fueron hundidos y metamorfizados a alta presiòn en una zona de subducción continuada intraoceànica durante el Cretácico Medio.

Los subcinturones **GE, GL y PA,** con una composiciòn màs màfica, descendienron màs rápidamente que el subcinturòn **BA,** más siliceo, menos denso y por ello, este último subcinturón, más ácido o félsico, chocò, se aglutinò y sobremontó, a pesar de ser màs antiguo, sobre los subcinturones màs màficos y más jovenes. El metamorfismo retrógrado nos sugiere un levantamiento y exhumación de esos subcinturones, eventos que ocurrieron al parecer en tiempos del Eoceno-Oligoceno y su obducciòn o traslado final a su posiciòn actual se debiò producir en tiempos del Mioceno.

Según la **hipótesis autóctona** (**Ostos y Navarro (1.986), Navarro y otros (1.987) y Navarro, 1.989)** se postula que el GVDC y la FT se originaron en una cuenca oceánica, pequeña, que se formó por rifting de rocas precámbricas (equivalentes a rocas del Escudo de Guayana en el lado sur) y el Complejo de Sebastopol del lado opuesto, norte. Tal cuenca (Altamira) se inició durante el Jurásico Medio en base a la edad de la Formación Ipire del subsuelo de Guárico, simultáneo con la actividad volcánica del Grupo La Ge y las Volcánicas de Guacamayas. También la Formación Cariaquito, posible equivalente de la Formación Las Mercedes del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, contiene evaporitas indicativas de una apertura oceánica.

Durante el Cretácico Inferior (Neocominese-Albiense) se acelera la apertura de la cuenca por el inicio de una zona de subducción en el Caribe, produciéndose un arco de islas que se desarrolla y colide luego durante el Turoniense-Campaniese con el microcontinente Sebastopol (Figura 8, tomada de la Fig. 1 c y Id, **Navarro, 1.989**) con lo cual cesó la expansión de la cuenca oceánica sur,

iniciándose a continuación un proceso convergente, desarrollándose la subducción en dirección opuesta a la anterior y un nuevo asociado arco de islas (Fig. Id de Navarro 1989). En el surco profundo delante del arco se depositaron en el Cretácico Tardío, la Formación Paracotos y la Formación Tucutunemo. En la otra cuenca, menos profunda, detrás del arco, se depositaron las Formaciones Escorzonera y Garrapata. En el referido nuevo arco de islas se originaron, entre otras, la Formación Tiara, Las Hermanas y los equivalentes de ellas. Al final del Maastrichtiense-Paleoceno inferior, se cierra nuevamente el océano, colide el microcontinente de Sebastopol con el arco (Fig. le **Navarro, 1.989**) deformando y tectonizando a las formaciones Paracotos y Tucutunemo, mostrando un estilo de deformación similar al registrado en la Formación Tiara del nuevo arco.

El **autor de este resumen** està en gran parte de acuerdo con **Navarro (1.989**) y con **Smith y otros (2001)** sobre el ambiente geotectònico donde se formó el GVDC, es decir, en un arco de islas de una cuenca oceánica, localizada entre continentes disruptados, similar a como se originaron en el Paleoproterozoico los CRV de Pastora del Escudo de Guayana. El autor tambièn considera razonable los estudios e hipótesis de Smith y otros (2001) sobre las condiciones de P, T de los diferentes subcinturones metamorficos del bloque VDC y la forma como se obductó el subcinturòn màs antiguo y de mayor temperatura sobre los más jóvenes.

Por otra parte, las formaciones El Caño y El Chino con meta-basandesitas sugieren ambientes de arcos de islas, en concordancia con lo referido en el ùltimo párrafo, pero la Formación El Carmen para el presente autor, con basaltos tipo MORB asociados a sedimentos grafitosos, pudiera representar un mèlange tectònico o una secuencia volcano-sedimentaria originada en una cuenca en rifting detrás del arco de islas. La Formación Santa Isabel representa, para el autor, otro mèlange tectònico de una zona de subducción incorporado con sedimentos de una cuenca delante del arco de islas.

En consecuencia, el autor de este resumen propone que en efecto el Grupo Villa de Cura se originó en tiempos pre-Cretàcico Superior en un ambiente de arco de islas intraoceánico, pero entre continentes (Norte y Sur Amèrica), como lo propusieron Gonzàlez Silva y Picard (1.972) y Navarro (1.989), y que luego, en el Cretácico Superior, el arco en subducción colidiò con el borde continental Sebastopol/Peña de Mora, y se remetamorfizò de la FEA a la FEV, siendo después en el Eoceno-Oligoceno, levantado, trasladado y volcado sobre la cuenca Paracotos, y finalmente intrusionado por cuerpos màficos-ultramàficos, tipo Complejo de Chacao, Cerro Pelòn y Apa, entre otros, que en esencia debieron ser atectònicos y en gran parte toleiticos, originados, posiblemente, en un rift continental parcialmente abortado, en tiempos post Eoceno (-Mioceno?)

REGION DE GUATOPO, ESTADO MIRANDA (Figura N 10)

En esta región afloran (**Urbani y otros, 1.989**) rocas del tipo Grupo Villa de Cura, de la Formación Las Hermanas y de un nuevo complejo máfico-ultramáfico denominado Complejo de Apa, de arcos de islas, tipo Alaska como el Complejo de Cerro Pelón.

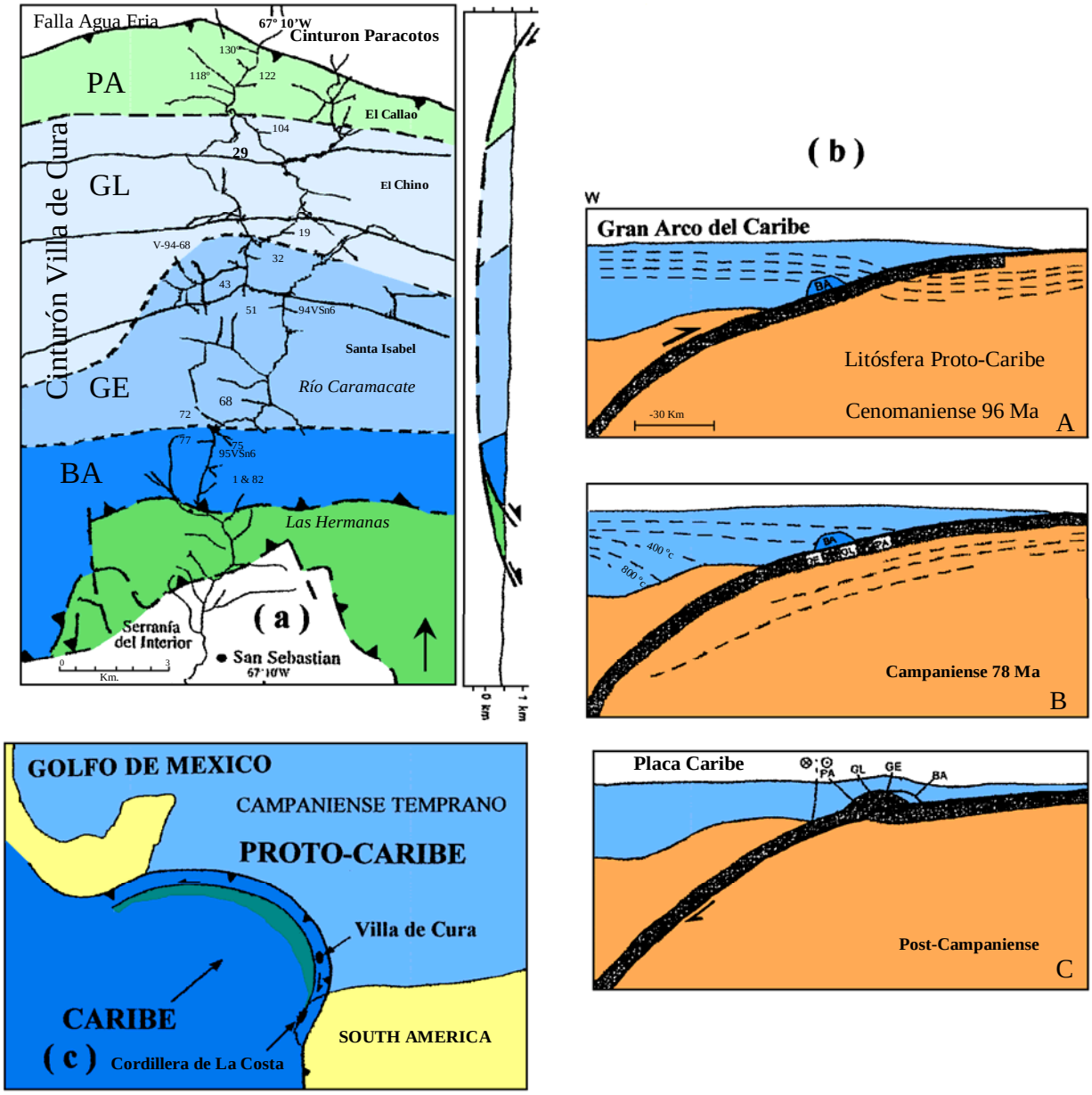


Figura 9 A: Mapa geológico (a) simplificado del cinturón Villa de Cura en el área del Rió Caramacate, Norte de San Sebastián PA = pumpelita-actinolita, GL = glaucofano-actinolita, GE = gloucofano-epidoto y BA= barroisita. Modelo (b) esquemático del metamorfismo, Imbricación tectónica, levantamiento e historia de exhumación del bloque Villa de Cura, mostrando la posición de los subcinturones GE, GL, PA y BA, hacen 96 Ma, y en tiempos más jóvenes. Modelo tectónico (e) de la localización original de terrenos metamorficos de esquistos azules del bloque Villa de Cura y del melánge y eclogitas de la Cordillera de La Costa. Villa de Cura, orientada N-S, semetamorfizó en una zona de subducción relacionada a un arco intraoceánico, mientras que la Cordillera de La Costa en la misma zona de subducción, pero se localizaba al sur, en la zona de colisión de borde NW de Sur América con el sistema de arco intraoceánico, produciéndose una mezcla de corteza oceánica con margen continental supracostral y bloques del basamento. Tomado de Smith y otros (2001)

1. Grupo Villa de Cura

1.1. **A. Zona 1: zona de transición Formaciones Santa Isabel a El Chino**

1.1.1. Granofel masivo de grano fino con cuarzo-albita ± sericita-clorita
1.1.2. Meta-tobas de lapilli y cenizas con cuarzo-albita-actinolita-hornblenda, meta-tobas de cristales y líticas, algunas brechas
1.1.3. Esquistos cuarzo-albitico-sericitico-cloritico, clinozoicita ± glaucofano.

Su asociación metamórfica (cuarzo-albita-clorita-sericita-epidoto-glaucofano-actinolita verde azulada) colocan a esta unidad en la transición Facies Esquistos Verdes a Facies Esquistos Azules (moderadas-altas presiones, bajas temperaturas, alrededor de 5-7 Kb de presión y 200ºC-300ºC de temperatura)

1.1. B. Zona II: Grupo Villa de Cura sin diferenciar

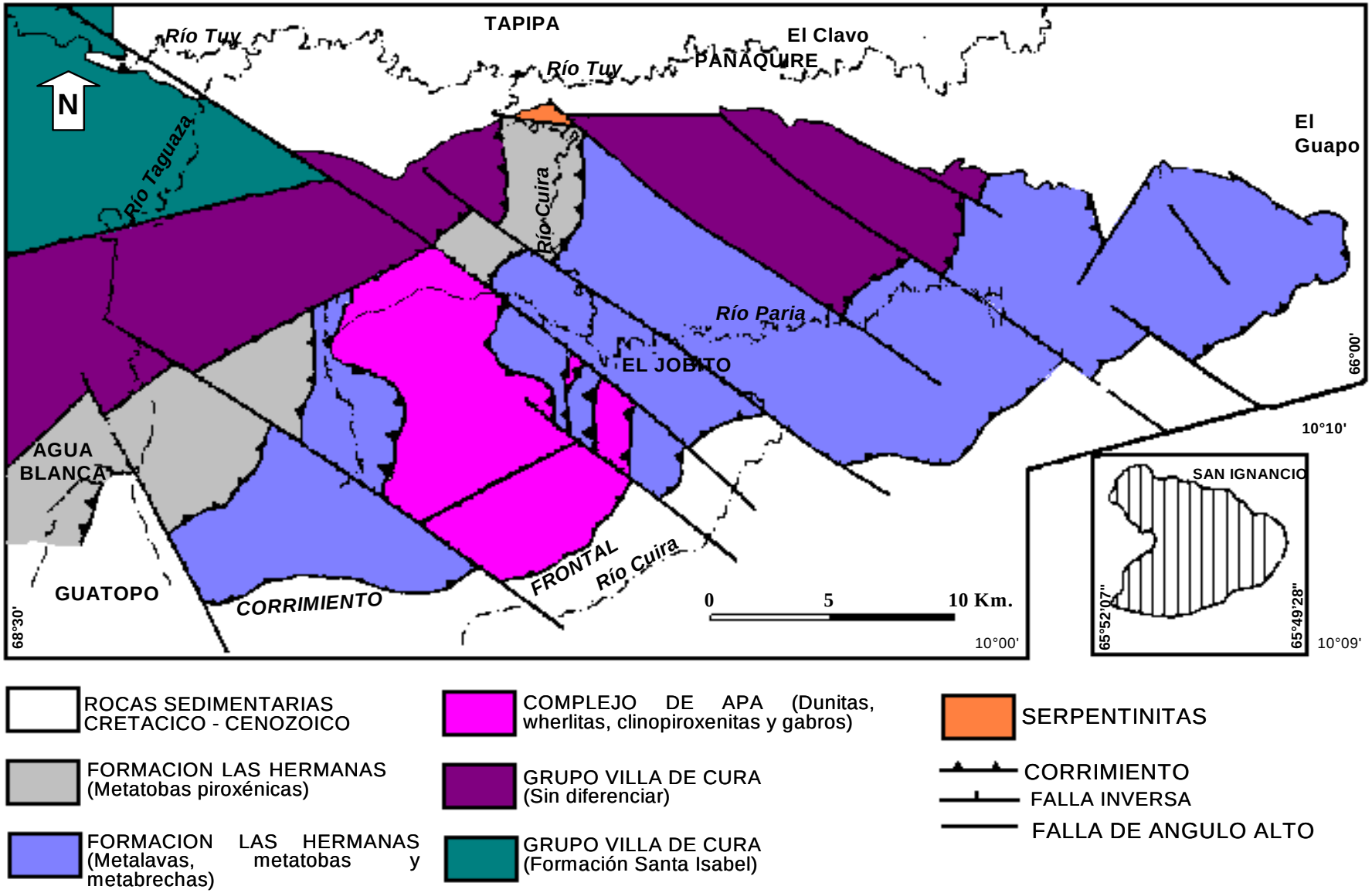
1.1.4. Esquisto cuarzo-albita-clorita-clorita ± actinolita verde azulada
1.1.5. Meta-lava andesitica
1.1.6. Meta-lava basáltica
1.1.7. Meta-toba lítica y meta-brechas básicas
1.1.8. Meta-toba cristalina básica
1.1.9. Granofel con cuarzo-albita-clorita- ± epidoto-actinolita-clinozoicita.

En **Guatopo** la **Formación Las Hermanas** se diferencia del GVDC por su carácter masivo y su **predominio de lavas andesiticas** (**Urbani y otros, 1.989**). En la parte norte **Urbani y otros (1.989, 1.991**) observan que las rocas del Grupo Villa de Cura sobrecorren a la Formación Las Hermanas, mientras que al Sur la Formación Las Hermanas sobrecorre a las rocas sedimentarias de la faja piedmontina de la Cordillera de La Costa (Caliza Las Colonias y formaciones Garrapata y Guàrico) y el **Complejo de Apa està en contacto de falla (transcurrentes, normales y de corrimientos) con las rocas de la Formación Las Hermanas**.

Las edades radiomètricas son diversas como las aportadas por **Piburn (1.968**) en K-Ar de 100±10 Ma; **Loubet y otros (1.985**) de K-Ar en plagioclasas de 119±4 Ma y 112±4 Ma. **Beck (1.986**) reporta edades del Ëoceno o màs joven aùn. (50- 40 Ma). El autor de este resumen es de la opinión de que la edad de la Formación Tiara es post-Cretàcico Tardìo y tan jóven como Oligoceno en concordancia con las edades aportadas por Beck y la edad de la FLH es pre-Grupo Villa de Cura, Cretàcico Temprano. Pero de ninguna forma ni la Formación Las Hermanas ni la Formación Tiara pertenecen al Ciclo o Grupo Villa de Cura y los origenes y tiempos de formacion son muy diversos para todas ellas, proponiéndose los siguientes:

a) Formaciones El Caño y El Chino: cuenca detrás del arco de islas: 80 Ma
b) Formación El Carmen: zona de rift en cuenca detrás del arco de islas: 80 Ma
c) Formación Santa Isabel: cuenca delante del arco de islas: 96 Ma
d) Formación Las Hermanas: arco de islas y cuenca detrás del arco de islas: 110-120 Ma
e) Formación Tiara: rift cuenca detrás del arco de islas, parte de la ofiolita de Loma de Hierro: 40-50 Ma, muy cercano al tiempo del traslado tectònico de a) a e) (cerca de 40 Ma)

Figura Nro. 10. Mapa Geológico simplificado del área de Guatopo - El Guapo, Estados Miranda y Guárico (tomado de Urbani y otros, 1997**)**



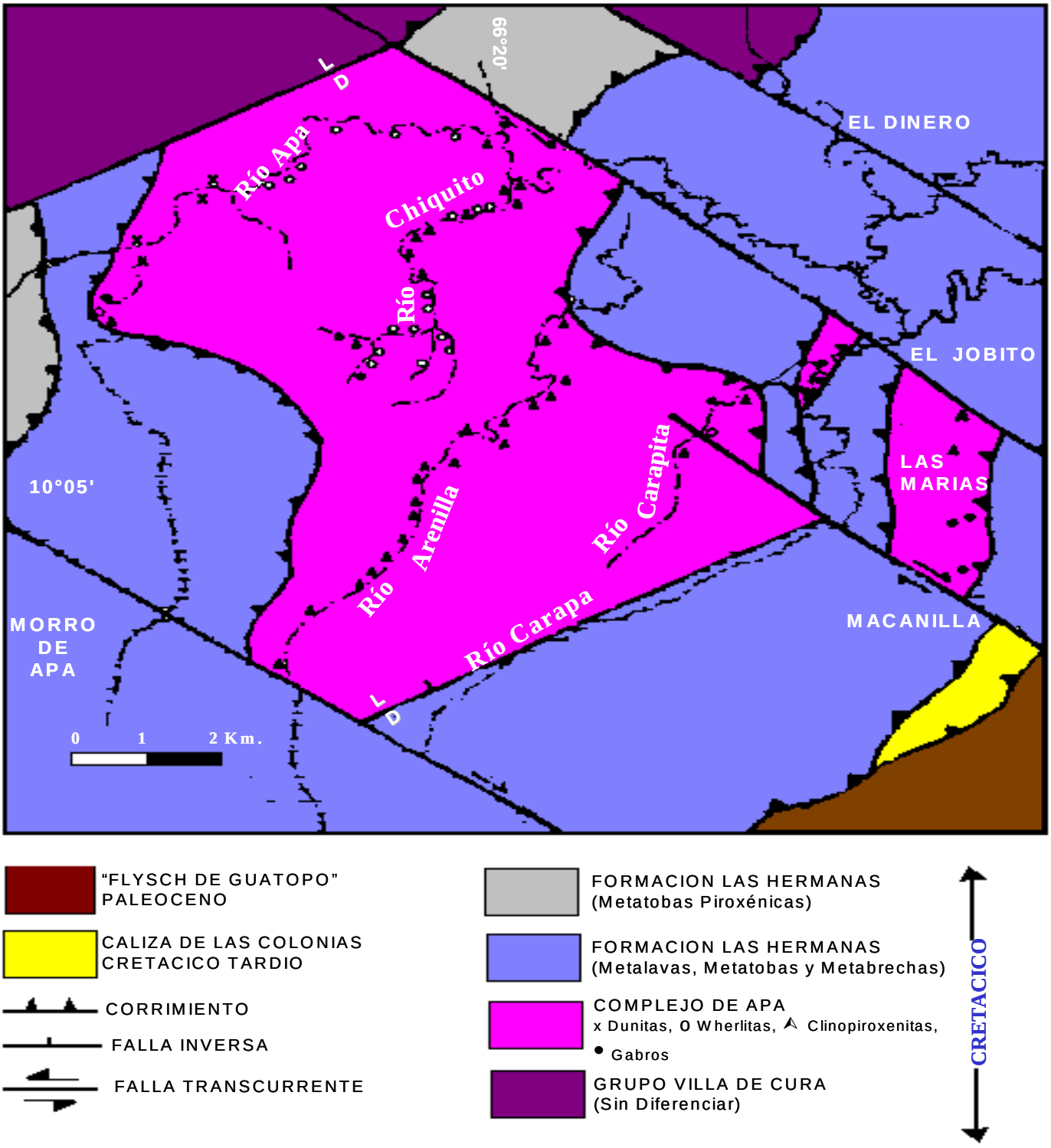


Figura Nro. 11. Geología del área de El Jobito, Guatopo, Estado Miranda
(tomado de Urbani y otros, 1.997)

Seiders (1.965) ya habia establecido la concordancia estructural entre Paracotos (Maastrichtiense) y el Grupo Villa de Cura y por lo tanto sugería que el tectonismo y metamorfismo de esas rocas se produjo al final del Cretàcio Tardío-Paleògeno Temprano y menos intenso y màs tardìo en el caso de la formación Tiara

En Guatopo, Urbani y otros (1.989) distinguieron dos unidades dentro de FLH que son:

2.1. **Unidad de Meta-tobas:** formada por meta-tobas y meta-brechas con grandes cristales de clinopiroxeno y fragmentos de meta-lavas amigdaloides y escasas andesitas, granofels y ftanitas. Estas rocas afloran en las cuencas de los ríos Taguaza, Apa y Cuira en forma de fajas falladas transcurrentemente y limitadas por corrimientos. Se observan en contacto de corrimiento con el GVDC y también en contacto de corrimiento sobre la unidad de meta-lavas. Su asociación metamórfica (cuarzo-albita-clorita-sericita-epidoto-zoicita) la ubica dentro de la FEV, zona clorita.

2.2. **Unidad de Meta-lavas:** esta unidad ocupa la mayor extensión del área y predominan las meta-lavas andesitico-basálticas (**basandesitas**) y en menor proporción las meta-tobas, meta-brechas básicas, aflorando en las hoyas de los ríos Apa, Carapa, Paria y Taguay. Esta unidad se encuentra en contacto de corrimiento por debajo del GVDC y por encima de las Calizas de Las Colonias, del Flysch de Guatopo y de la Formación Río Aragua y está cubierta, local y discordantemente por sedimentos de la Formación Caucagua. Esta unidad de meta-lavas presenta varias asociaciones metamórficas: a) de muy bajo grado subesquistos verdes, clorita-prenita-pumpelita, y b) de bajo grado FEV, zona clorita con clorita-actinolita verde azulada-clinozoisita-pumpelita.

3. COMPLEJO DE APA

Este complejo produce una alta anomalía aeromagnética (**Geoterrex, 1.983**) que corresponde con rocas gabroides y asociadas, localizado a unos 20 Km al SSE de Caucagua **(Figura N 11)** y el nombre proviene de su localidad tipo en la parte media del río Apa, donde afloran según su autor (**Urbani y otros, 1.989**) todos los tipos litológicos del complejo, gradando al parecer de dunita y wherlitas al NW del Río Apa a rocas gabroides, al SE en Las Marías. El CDA fue modelado en base a los datos aeromagnèticos y de susceptibilidad magnética (**Orihuela y Urbani, 1.993**) distinguiéndose cuatro cuerpos. El primero de ellos representado por las rocas sedimentarias de la Cuenca de Guàrico, con una profundidad de 6 Km quedando como una estructura abierta hacia el Sur. Las rocas del Grupo Villa de Cura y las rocas de la Formación Las Hermanas representan el segundo cuerpo y se interpretan sobrecorridas sobre el primer cuerpo y se extienden hasta una profundidad de 4.6 Km. El Complejo de Apa se modelò como una estructura limitada dentro de la FLH limitado por dos corrimientos, en sus lados Este y Oeste y por una falla subvertical al Norte en contacto con rocas del GVDC, hasta una profundidad de 1.6 Km. En el CDA se distinguen dos asociaciones de rocas:

3.1. Rocas ultramáficas: dunitas, wherlitas y clinopiroxcnitas, con olivino color negro y el clinopiroxeno de color gris verdoso (complejo tholeítico alto en Fe?)

3.2. Rocas máficas: gabros de grano grueso, con labradorita, hornabléndicos a piroxénicos, melanocráticos a leucocráticos, diques de gabros pegmatíticos hornabléndicos.

Urbani y otros (1.989) mencionan que no se observaron indicios de deformación plástica, típico de complejos ofiolíticos (también están ausentes diabasas, basaltos almohadillados y cherts, además de que el olivino parece muy ferrífero) y por estar rodeados de la Formación Las Hermanas lo clasifican como un complejo ultramáfico zonado tipo Alaska y por lo tanto formado en un arco volcánico. El **autor de este trabajo** sugiere que parece no existir relación petrológica alguna entre las rocas de la FLH y el CDA y que su origen pudiera ser intrusivo (como lo es el Complejo de Chacao en la Formación Santa Isabel) post-FSI y post-FLH, postectónico, sin metamorfismo (con alguna alteración deutérica, aunque se reportan prehnita, pumpellita y clorita por alteración de plagioclasa y piroxenos del gabro) toleítico. Las piroxenitas, si desarrrollan facies o texturas pegmatíticas, pudieran representar rocas fuentes de platinoides ± Cu-Ni. Estudios geoquímicos de ambas unidades en principio ayudarían mucho sobre esta idea, más detalladas relaciones de campo para evidenciar su carácter post FLH y representativas y adecuadas determinaciones radiométricas de ambas unidades aclararía aùn más sobre el origen, la edad y el tipo de este complejo.

FAJA CAUCAGUA-EL TINACO (FCET)

La FCET limita al norte con la Faja Cordillera de la Costa por la Falla de La Victoria-Pichao y al sur su límite coincide con la Falla de Santa Rosa. La FCET está formada por el Complejo de El Tinaco y las formaciones Las Placitas, Pilancones, Tiramuto, Tucutunemo, Los Naranjos, Conoropa, Urape, Muraguata y Chuspita.

COMPLEJO EL TINACO

El CET (**Renz y Short, 1960; Menèdez, 1965; Oxburgh, 1965; Mackenzie, 1966**) se compone de dos unidades principales: **Gneis de La Aguadita**, inferior, y **Esquisto de Tinapú**, que suprayace concordantemente al GDLA. Se desconoce la base del complejo y su tope està cubierto discordantemente por la Formación Las Placitas y al sur está sobrecorrido por las formaciones Cojedes, Pilancones y Querecual.

GNEIS DE LA AGUADITA

El GDLA **(Menéndez, 1965**) se localiza en la **Quebrada Araguita zona La Aguadita** y se extiende por la región de El Tinaco, Estado Miranda. Litològicamente la unidad se compone de una alternancia de gneises félsicos y màficos de 3 a 5 cm de espesor promedio que rara vez alcanzan hasta 1 m. Los gneises fèlsicos son trondjemiticos (cuarzo-plagioclàsicos) y los màficos son anfiboliticos (cuarzo-oligoclàsico-hornablèndicos). En su parte superior la unidad contiene esquistos cuarzo-plagioclàsicos-cloriticos, posiblemente producto de metamorfismo retrógrado, conglomerados esquistosos y algunos lentes de màrmoles de 0.50 m a 3 m de espesor, que se intercalan con los gneises. Las rocas del GDLA fueron intrusionadas por cuatro plutones trondjemiticos (La Gloria, Tinatepo, Carrizal y Las Carpas) de edad no determinada aùn. Tambien se observan algunos gneises migmatiticos. Estas rocas fueron metamorfizadas al nivel de la facies anfibolita almandinico. Se desconoce la base de la unidad y en su tope según Menéndez es concordante y transicional con el Esquisto de Tinapú.

ESQUISTO DE TINAPÚ

El EDT (**Menéndez, 1965**) tiene su localidad tipo en el **Río Tinapú**, entre el paso del camino La Cañada-La Guamita y un punto localizado a 3 km. al este del mismo, en el **Estado**

Cojedes. Litològicamente se compone de esquisto cuarzo-albitico-muscovitico que se intercalan con esquisto cuarzo-albitico-cloritico (menos abundantes que los anteriores). Los esquistos muscoviticos pasan gradualmente a conglomeràticos esquistosos, los cuales continen clastos de granitos, queratòfiro cuàrcifero y vetas de cuarzo. Estas rocas muestran menor grado metamòrfico (facies de los esquistos verdes, zona de cuarzo-albita-epidoto-biotita) que los Gneises de La Aguadita. El EDT suprayace concordantemente por tectonismo al Gneis de La Aguadita, pero infrayace con discordancia angular con la Formación Las Placitas. Su extensión es limitada y no presenta equivalentes laterales ni regionales aparentemente.

Beck (1985) introdujo el nombre de **Gneis Granítico de San Vicente en su "Napa de Caucagua-El Tinaco**" a un augengneis de grano fino, bien foliado, intercalado con anfibolitas y cuarcitas, que aflora al norte del caserío de San Vicente, a 7 km al NE de Santa Teresa del Tuy. Aparentemente es concordante con las rocas adyacentes del Complejo de El Tinaco, sin diferenciar. Su edad se estima similar a la del Complejo de El Tinaco. Para **Rojas y Ostos (1.989**) el GDLA y el EDT forman parte del Complejo de El Tinaco, que junto con el Complejo de la Peridotita de Tinaquillo, conforman la Faja o Cinturón Tectònico de Caucagua- El Tinaco. Por otra parte para estos autores, el Gneis de La Aguadita presenta metamorfismo más bajo, facies epidoto-anfibolita y el contacto del mismo con la FT es un contacto concordante tectónico, a lo largo de la Falla de Tinapú que actuó originalmente como falla inversa y evolucionó luego a falla normal. Para estos autores, en consecuencia a lo anterior, existen dos provincias tectónicas, la del GDLA de edad Neoproterozoico (945 Ma por Rb/Sr roca total) la cual fué metamorfizada e intrusionada por plutones trondjemíticos, posiblemente durante el Paleozoico, para luego ser metamorfizada conjuntamente con la segunda provincia tectónica del EDT durante el Cretácico Superior a Paleoceno, con lo cual el autor coincide plenamente.

Para el **autor de este trabajo**, el Gneis de La Aguadita se parece a gneises de los cinturones metamórficos, parte más baja presión, de los Adirondacks (Estado de Nueva York, USA) de edad Grenville, que es una edad próxima a la edad determinada por Rojas y Ostos (1.989) para el GDLA y al igual que en los Adirondacks los cinturones de alta presión metamórfica de edad Grenville, ocupados por anortositas, granulitas y rocas gabroides piroxénicas, aquí están representados al N-NE por las anortositas, granulitas y rocas gabroides del Macizo de San Quintín, Complejo de Yumare, en el Estado Yaracuy, producidas al final de la orogenesis Grenville, "collage" tectónico que condujo a la aglutinación del Supercontinente Rodinia hacia 1.0 Ga, en concordancia con lo aquí postulado y la edad e interpretaciòn aportadas por Rojas y Ostos (1989). De la facies anfibolita, parte superior, con migmatitas y anatexitas, el GDLA fue metamorfizado regresivamente en el Cretácico Tardìo, conjuntamente con el el Esquisto de Tinapù a la facies epidoto-anfibolita y esquistos verdes, respectivamente.

Entre las unidades supracostrales discordantes sobre el Complejo de El Tinaco se mencionan las formaciones Araguita, Las Placitas, Tucutunemo, Los Naranjos, Chuspita, Urape, Conoropa, Muragua, Pilancones y Tiramatuto.

FORMACIÓN ARAGUITA

La Formación Araguita fuè invalidada en el **Léxico Estratigràfico de Venezuela, 3a ediciòn de 1997**, por homonimia con el "paquete de Araguita" de la Formación Naricual. Según **Menéndez (1.965)** la Formación Las Placitas constituye una facies aparentemente transicional entre

la Formación Araguita al norte y la Formación Querecual expuesta en la parte sur de la región de El Tinaco, Estado Cojedes.

FORMACIÓN LAS PLACITAS

La FLP (**Menéndez, 1965**) tiene su localidad tipo en el Caserío **Las Placitas**, a unos 2 km al sur del **Río Tinapú, en el Estado Cojedes**. Litològicamente en sentido ascendente la unidad està formada, por meta-conglomerados que gradan a areniscas puras, liticas a feldespàticas; filitas negras, carbonàceas, localmente calcáreas; calizas negras, carbonaceas; ftanitas; meta-volcánicas básicas y meta-tobas actinoliticas. Estas rocas se depositaron en una cuenca euxinica, deficiente en oxigeno, con magmatismo simultàneo básico, al parecer una cuenca incipiente detrás del arco volcánico. La FLP es discordante sobre el basamento del Complejo de El Tinaco y está sobrecorrida por rocas sedimentarias carbonàtico-arcósicas. Su edad se induce por su relación con la Formación Querecual, como Cretácico Medio.

FORMACIÓN PILANCONES

La FP (**Menéndez, 1965**) tiene su localidad tipo en el Cerro Pilancones, 10 Km al Norte de la población El Pao, Estado Cojedes y se extiende por el Cerro La Vigía y el caserío Laya al oeste. Litològicamente se compone de lavas almohadilladas basandesitas, similares litológicamente a las basandesitas de la Formación El Callao del Precambrico de Guayana, diabasas augiticas y brechas de flujo. Los metabasaltos son de dos tipos: 1) rico en microfenocristales de plagioclasa en una matriz color gris oliva y 2) pobre en fenocristales de plagioclasa en una matriz color gris verdoso con desarrollo de piroxenos. Esta FP cubre discordantemente al Complejo de El Tinaco. Su edad se desconoce y Menéndez (1965) la correlaciona con el Miembro Los Naranjos. El autor de este resumen interpreta que esas rocas forman parte de una secuencia ofiolitica, capa oceánica 1 y tope de la capa 2, originada en una cuenca detrás del arco de islas y trasladada alóctonamente a su posición actual.

FORMACIÓN TIRAMUTO

La FT (**Menéndez, 1965**) tiene su localidad tipo en el Cerro Tiramuto, 11.5 km al este de El Tinaco, en el Estado Cojedes. Litològicamente se compone de meta-toba básica, liticas y vitricas y de meta-lavas básicas con limolitas tobáceas y lutitas ftaniticas. Las limolitas y lutitas citadas se presentan en toda la sección en capas o paquetes de hasta 20 m de espesor, intercaladas con las tobas densas de 30 cm de espesor. Las tobas liticas y las brechas tobàceas son tambièn abundantes. La FT está intrusionada a diferentes niveles por gabro augitico en capas tipo sill de 5 a 15 m de espesor. La FT ha sufrido metamorfismo de bajo grado al nivel de las facies zeolitas y de subesquistos verdes (prehnita-cuarzo-clorita-sericita). Esta FT está en contacto de falla sobre la Formación Paracotos y se interpreta (**Menéndez, 1965**) que su posición es por aloctonía. Menéndez (1965) discute la posible correlación de esta FT con rocas del Grupo Villa de Cura y con la Formación San Quintín.

FORMACIÓN CHUSPITA

Seiders (1965) introdujo este nombre para designar una secuencia de meta-areniscas conglomeràticas, meta-conglomerados, meta-grauvacas, con filitas y calizas marmóras de color gris obscuro que afloran en la parte central del Estado Miranda como una faja de rumbo E-O de 37 Km de largo por un ancho variable de 3 a 8 Km. Seiders consideró que la FCH representaba la parte superior del Grupo Caracas. Su localidad tipo se localiza en el Río o Quebrada Chuspita, a unos 10

Km al noroeste de Caucagua, Estado Miranda. En la carretera Guatire-Caucagua se observa una buena sección de esta formación al igual que en la autopista Caracas-Valencia entre Paracotos y La Victoria. Litológicamente la FCH está compuesta de: 1) meta-areniscas (<40%), grafitosas, con cuarzo ahumado, conglomeráticas, localmente con muscovita y clorita, 2) filitas (>50%) grafitoso-calcàreas, color gris obscuro y 3) calizas marmóreas calciticas del tipo litográficas estratiforme, del tipo argiláceo y del tipo dolomitico negro, grafitoso, finamente cristalino, estratificado. Amonites encontrados por Asuaje (1969) de la quebrada Fofa fueron identificados por **Macsotay (1972**) quien le asignó una edad Albiense y correlacionó la FCH con la Formación Guinimita de la Península de Paria y con la Formación Carorita del Estado Lara. Las filitas con este contenido de amonites implican una sedimentación pausada en aguas relativamente tranquilas, plataformales, poco profundas. Sin embargo si es cierta la presencia de areniscas gradadas o grauvacas se tendrían ambientes de deslizamientos submarinos con corrientes de turbidez como lo sugiere la presencia de fragmentos líticos relativamente grandes.

FORMACIÓN TUCUTUNEMO

La FT (**Shagam, 1960**) se localiza en el Rio Tucutunemo y cerros adyacentes al este de Villa de Cura, Estado Aragua y al parecer tiene una gran extensión a travès de Charallave, Estado Miranda (autopista Caracas Valencia, peaje de Charave hasta cerca del peaje de Paracotos) continuando en forma discontinua por los estados Aragua, Guárico y hasta el Estado Cojedes.

Litológicamente la FT se compone de filitas de color azùl, carbonàceas, arenosas con mica blanca; mármol de color gris oscuro o negro, con fuerte foliaciòn metamòrfica; meta-conglomerados con fragmentos de cuarzo de veta, plagioclasa y meta-ftanita. El aumento de rocas meta-volcànicas que se observa al oeste de la unidad, hacia su base, fue designado como **Metalava de Los Naranjos**, aunque **Beck (1985**) no concuerda con ello. Según **Shagam (1960**) el contacto con la Formación Paracotos, suprayacente, es de falla y con la infrayacente Formación Las Mercedes, al menos en el àrea de Charallave, tambien es de falla y dicha falla suele estar ocupada por diques de peridotita serpentinizada. Según **Beck (1985**) los contactos son de falla tanto de ángulo alto como de corrimiento con las unidades de la "Napa de Loma de Hierro". En la sección de La Victoria-El Pao de Zárate, **Ostos (1990**) refiere un contacto de falla normal tanto con la **Meta-diorita de La Guacamaya** como con filitas de la Formación Paracotos. La edad en bases a restos de fòsiles poco identificables (crinoideos y briozoarios muy deformados) asi como las escasas determinaciones radiomètricas no es cierta y se postula desde Permico (**Benjamín y otros, 1.986**) hasta Cretácico Superior (K-Ar 73.5 Ma, **Beck 1985**) siendo esta ùltima la edad de metamòrfismo.

El **Miembro Los Naranjos** (**MacLachlan y otros 1960**) aflora en la Quebrada Los Naranjos afluente del Río Pao a unos 15 Km al SE de la Victoria, Estado Aragua y se extiende por parte de los estados Aragua, Miranda y Cojedes. Según los autores referidos, el MLN se intercala con filitas de la FT hacia su base, pero según **Beck (1985)** los contactos con las filitas de la FT son concordantes. Litològicamente **Beck (1985**) distinguiò una sección predominante de lavas de color verde claro a azulado, localmente parecen identificarse estructuras de lavas almohadilladas y geoquímicamente según **Beccaluva y otros (1995**) las meta-lavas son de afinidad toleitica y están metamorfizadas a la facies de los esquistos verdes (albita-epidoto-clorita-actinolita); localmente las lavas pasan a rocas de grano grueso con textura ofitica. **Beck (1985**) tambièn distinguiò otra sección, quizás la màs prominente, de meta-tobas con brechas de flujo al parecer comagmàticas con las meta-lavas. La existencia de mineralizaciones de sulfuros de cobre cerca de El Pao de Zárate, concesiones

La Providencia, estado Aragua son conocidas desde el perìodo colonial y apuntan hacia ambientes de cuencas delante del arco de islas.

Navarro y otros (1.988) consideran que la sedimentación de la Formación Tucutunemo es anòxica, profunda, de un talud que bordeaba el arco de islas de la Formación Tiara. Asi las filitas oscuras, esquistos grafitosos y mármol oscuro son de ambientes pelàgicos a hemipelàgicos y se intercalaron con conglomerados polimicticos que representan rellenos de canal y flujos de detritos caidos gravitacionalmente, provenientes de una plataforma incipiente y del talud, desarrollados alrededor del arco de la Formación Tiara.

Para el autor de este resumen la FT luce alòctona en todas partes, tanto por sus contactos siempre de fallas de àngulo alto y corrimientos como por la deformación y estilo metamòrfico exhibido con respecto a las unidades por debajo y encima de ella. La relación litoestratigràfica de las meta-volcànicas de Los Naranjos con las filitas de Tucutunemo, que al menos es de contacto concordante (Beck 1985) o intercaladas con ellas (**MacLachlan, 1960**) asi como la posible equivalencia geoquímica paleoambiental y en edad con meta-tobas y meta-lavas formadas en un posible rift, incipiente o no, oceánico, en una cuenca delante del arco de islas, y confundidas con la Formación Tiara tanto en Tàcata **(Smith 1952**) como en Las Hermanas, asi como su mineralizaciòn tipica de sulfuros de cobre, algo similar a lo ocurrido en la Formación Santa Isabel del Grupo de Villa de Cura, podrían llevarnos a varias y posibles interpretaciones:

1) de que la Formaciòn Tucutunemo con sus meta-volcánicas de Los Naranjos forman parte del Grupo Villa de Cura, el cual para el presente autor, asi como Tucutenemo en forma individual, es alòctono y corresponde a un ambiente de rift incipiente formado en una cuenca detrás del arco de islas; la aparente secuencia en orden ascendente de diabasas, meta-lavas almohadillas, meta-tobas comagmaticas con las meta-lavas y sedimentos pelitico-arenosos, parece formar la parte superior de una ofiolita (tope de la capa 2 y capa 1 de corteza oceánica) formada en una cuenca detrás de un arco de islas, trasladada conjuntamente con el resto de la secuencia del arco de isla del Grupo Villa de Cura alòctonamente sobre el Grupo Caracas en tiempos del Eoceno Medio-Superior.

2) **Tuctutunemo y las volcánicas de Los Naranjos se formaron en una cuenca detrás de arco de islas diferente de Villa de Cura.** Ambos, Villa de Cura y Tucutunemo-Los Naranjos están sobre y son de edad post-Grupo Caracas.

3) La edad de Tucutunemo es incierta, pero su menor metamorfismo y deformación y posición aparente hacen pensar que es post-Grupo Caracas y muy improbable el que sea paleozoica.

Beck (1985) describe rocas peliticas esquistosas, carbonàticas con foraminiferos bénticos (*Sulcoperculina vermunti)* de edad Senomaniense Tardío y microconglomerados con fragmentos de equinodermos y moluscos aflorantes en la Quebrada Onoto al oeste de Cúa en el Estado Miranda, conocidas informalmente como **Capas de la Quebrada Onoto** y que se interpretan como discordante sobre las filitas adyacentes de la Formación Tucutunemo.

FORMACIÓN URAPE

La FU (**Seiders, 1965**) aflora en la quebrada Urape, a unos 9 Km de Caucagua y se extiende como una faja de 21 Km de largo por 2 a 6 Km de ancho desde Caucagua hasta Santa Lucìa, Estado Miranda.

Litològicamente se compone de filitas no calcáreas (60%) de color gris oscuro a negro, con sericita, clorita y material carbonàceo depositadas en ambientes de aguas marinas relativamente profundas con bajo contenido de oxìgeno; meta-areniscas (25%) de grano fino a medio, con cuarzo, granos de metaftanita, de rocas volcánicas y metamòrficas; meta-conglomerado litico (5%) formado por guijarros bien redondeados a angulares de 5 a 25 cm de fragmentos de ftanita, rocas volcánicas, meta-arenisca, cuarcita y esquisto grafitoso; y mármol de color negro en capitas de 2 cm a 20 cm de ancho en paquetes de hasta 3 m de espesor. La edad de esta unidad es motivo de controversia y especulación y se estima sea tan vieja como Juràsico a tan joven como Paleoceno. Lo cierto es que presenta metamorfismo al nivel de la parte inferior de los esquistos verdes y el metamorfismo regional ha sido considerado por la mayoría de los autores como Cretácico Superior. Asi que indudablemente estas rocas son de edad pre-Cretácico Superior, post-grupo Caracas. Al menos asi fue postulado por **Seiders (1965**) y asi se puede seguir en la sección de la carretera Guatire-Caucagua-Barlovento.

FORMACIÓN MURAGUATA

La FM (**Seiders 1965**) aflora en una franja de unos 25 Km de largo por unos 2 Km de ancho entre Santa Lucìa y Caucagua, Estado Miranda, en contacto concordante y transicional sobre filitas carbonosas de la Formación Urape. Su localidad tipo se encuentra en la quebrada Muraguata a 5 km al NE de Caucagua, Estado Miranda. Litològicamente se compone de filitas carbonàceas, oscuras, no calcáreas, con cantidades menores de filitas de color verde claro; mármol grafitoso, finalmente laminado, foliado de color negro; meta-arenisca pura, feldespàtica-calcárea, de color gris claro y algunas rocas meta-volcànicas intermedias intercaladas. Según **González de Juana y otros (1980**) la correlación y posición estratigràfica asumida por **Seiders (1965**) "...corresponde a una región estructuralmente complicada, la cual demuestra nuevamente el peligro de mezclar caracteres estratigràficos poco definidos e imprecisos con fajas tectònicas y vice-versa". Su edad pre-Cretácico Superior, o pre-metamorfismo regional, es ciertamente indeterminada y se asume Cretácico Tardìo. Igualmente se correlaciona con parte de la Formación Tucutunemo.

Seiders (1965) introdujo el término de Rocas de Conoropa para agrupar un conjunto de rocas meta-volcánicas (meta-lavas macizas a almohadilladas, brechas de flujo y meta-tobas con intercalaciones de ftanitas) y meta-sedimentarias (filitas y mármol grafitosos y meta- conglomerados con fragmentos tipo Gneis de La Aguadita y meta-conglomerados tipo Chuspita, con cuarzo ahumado y matriz sericitico-grafitosa), incluyendo al Conglomerado de Charallave. Las rocas de Conoropa afloran en la quebrada del mismo nombre al oeste de Caucagua, Estado Miranda y se extiende entre Santa Teresa y Caucagua. **Menéndez (1966**) excluye al Conglomerado de Charallave de dicha unidad y considera que las rocas metavolcànicas son similares a las rocas volcánicas del Miembro Los Naranjos, de la Formación Tucutunemo y con la Formación Las Placitas y por lo tanto como la unidad basal de las formaciones posteriores al Grupo Caracas. **Beck (1985**) lo considera equivalente a su Esquisto de Tinapù dentro de la "Napa Caucagua-El Tinaco".

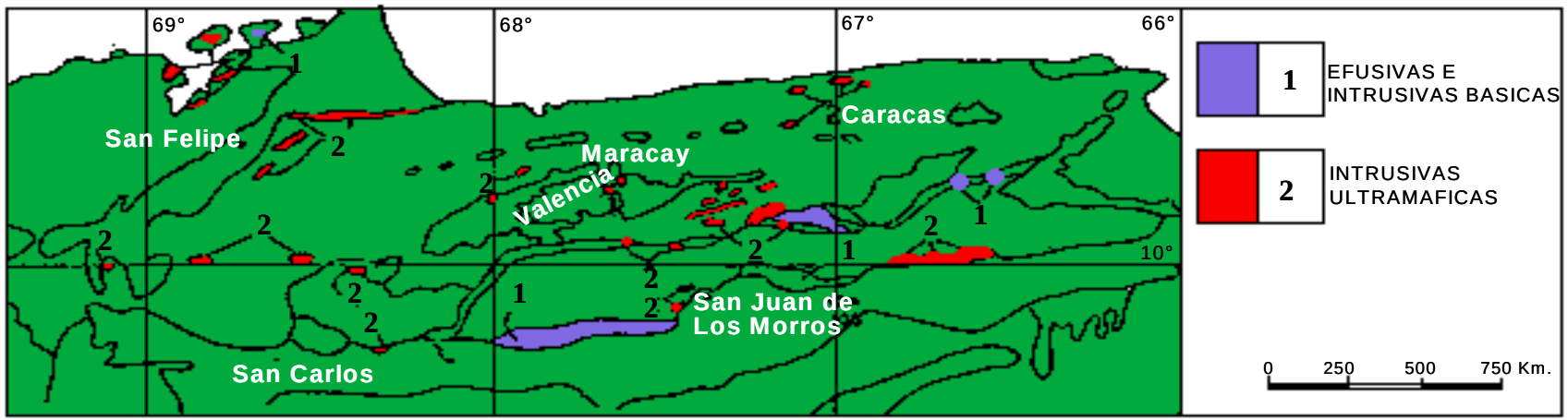


Figura Nro. 12. **Mapa simplificado de afloramientos de rocas máficas y ultramáficas de la parte central de la Cordillera del Caribe** (tomado de Bellizzia, 1.967)

COMPLEJOS DE ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

Bellizzia (1.967) dividió la ocurrencia de rocas máficas-ultramáficas dentro de la Cordillera del Caribe en dos franjas **(Figura N 12),** a saber: 1) una septentrional que se extiende desde Margarita hasta Puerto Cabello, pasando por la Región Capital y Litoral Central, y 2) una meridional que se extiende desde la Península de Paria hasta Tinaquillo y La Bimba, pasando por Santa Lucía, Tácata, Loma de Hierro, Villa de Cura y San Juan de los Morros. Además se cuentan los complejos máficos-ultramáficos de la Península de Paraguaná en el Estado Falcón y otros en las islas venezolanas en el Caribe. Generalmete la asociación consiste de peridotita, dunitas, más o menos serpentinizadas, y piroxenitas (rara vez anortositas) con rocas gabroides y cantidades menores a ausentes de anfibolitas y volcánicas básicas. Estos cuerpos o complejos ofioliticos, las màs de las veces, han sido considerados como alóctonos y no como intrusivos por el mencionado autor.

COMPLEJO OFIOLITICO DE LOMA DE HIERRO

El CODLH (**Bellizzia, 1967; Graterol, 1967**) o "**Napa Ofiolitica de Loma de Hierro-Siquisique**" (Stephan y otros, 1980) o "Napa Ofiolitica de Loma de Hierro" (**Beck 1980)**, siendo este ùltimo autor el que incluye en su Napa Ofiolitica de Loma de Hierro, las rocas màficas-ultramàficas y las rocas volcánicas de la Formación Tiara, con lo cual el autor de este resumen coincide plenamente, pero no con considerar a la Formación Paracotos como cobertura de esta napa. **Van Berkel y otros (1989**) fueron los que propusieron formalmente el utilizar el nombre de "Complejo Ofiolitico de Loma de Hierro" en el cual incluyen, como lo había postulado previamente Beck, a las rocas ultramàficas, gabroides y volcánicas de la Formación Tiara. La localidad tipo es la Fila de Loma de Hierro (hoy rebautizada como Loma de Niquel), localizada a unos 20 km al sur de Tejerías, entre los estados Aragua y Miranda. El cuerpo principal tiene una extensión de 21 km, desde unos 4 km al oeste del pueblo de Tiara, Estado Aragua, hasta las proximidades de Tàcata, Estado Miranda, con un ancho variable entre 1 a 5 km.

Según **Graterol (1972**) el CODLH està constituido por peridotita serpentinizada, troctolita, gabro y basalto. La peridotita es principalmente harzburgita de grano grueso con olivino y enstatita de color negro a verdoso. La serpentinizaciòn de esta roca es màs intensa hacia los bordes del bloque. El gabro aflora como diques intrusivos en la peridotita hacia el borde norte y en las troctolitas o en forma masiva hacia el borde sur. Los cristales de plagioclasa muestran textura de cúmulos y el clinopiroxeno es tipo diàlaga. Gabros sin textura de cúmulos intrusionan a los gabros estratificados o textura de cúmulos. La rodingita tambièn aparece como diques y se compone de grosularita, diòpsido y clorita. Beccaluva y otros (1996) clasifican los meta-gabros como de ridges oceánicos tipo MORB. Loma de Hierro contiene unos 1.000 Mt de menas con 1.2-2 % de Niquel

El contacto del gabro con las volcánicas de la Formación Tiara es de falla y de tipo estratigràfico ofiolitico. El contacto del CODLH con la Formación Tucutunemo es de fallas tanto de àngulo alto como de corrimiento. No se disponen de edades radiomètricas en este complejo, sin embargo para su parte superior de la Formación Tiara, se le asigna una edad Cretácica o màs joven. El CODLH se correlaciona con rocas ofioliticas de Siquisique, Estado Lara y de la isla de Margarita, Estado Nueva Esparta.

FORMACIÓN TIARA

La FT (**Smith,1952; Shagam, 1960; Graterol, 1972; Girard y otros 1982; Stephan 1980; Beck, 1985; Van Berkel y otros, 1988; Navarro y otros, 1988**) tiene su localidad tipo al sur de la Fila de Loma de Hierro, NE de Tiara, Estado Aragua y se extiende por una faja en forma discontinua de unos 60 Km de largo por los cerros de Ocumare del Tuy y Cúa, Agua Fría, Tiara, El Pao de Zárate y las cabeceras del valle del Río Tucutunemo.

Litològicamente se componen de meta-basaltos de grano fino a pórfidico, con texturas subofiticas, con meta-tobas de color negro y matriz muy fina. **Shagam (1.960**) indicò además rocas gabroides intrusivas o diabàsicas de mineralogía semejante a las lavas, o sea comagmaticas, con làminas de augita en relación ofitica con granos tabulares de plagioclasa. El metabasalto se compone de plagioclasa, piroxeno anfibolitzado, prehnita, pumpellita, epidoto, clorita y calcita. Al parecer esta secuencia forma parte de la capa 1 de la corteza oceánica en contacto con el tope de la capa 2 por la presencia de las diabasas. Beck (1985) la considera como parte de su "Napa de Loma de Hierro-Siquisique", con lo cual el autor de este resumen està totalmente de acuerdo, y le asigna una edad K-Ar en roca total de meta-lavas de 63.2 Ma a 80.0 Ma. Geoquímicamente las rocas meta-basálticas de la FT muestran afinidad MORB. El **autor de este resumen** estima que las rocas máficas-ultramàficas de Loma de Hierro-Tiara se desarrollaron, más tardíamente, como una ofiolita en una cuenca detrás del arco de islas y que ese arco de islas con parte de sedimentación en cuencas delante y detrás del mismo corresponde, más tempranamente formados, al Grupo o Napa Villa de Cura.

Entre Tejerìas y Tiara a unos 2 Km al SO del poblado de Curiepe y al NE de Tácata afloran una serie de diques y sills de "gneises tonaliticos", o "granitos sòdicos" de Smith (1952), delgados y concordantes con la foliaciòn de los esquistos de Tinapù, micàceos adyacentes y replegados con ellos y que actualmente son conocidos como **Gneis Tonalitico de Curiepe** que son incluidos en la "Napa de Caucagua-El Tinaco" **(Beck, 1986**). Su edad es desconocida pero se estima que pudiera ser de edad pre-Mesozoico a Cretácico.

Entre El Pao de Zárate y Villa de Cura, caserìo El Ocumo, afloran una serie de conglomerados carbonàticos y rocas pelìticas yacentes sobre serpentinitas y meta-lavas de la Formación Tiara por lo que fueron propuestos como parte de la cobertura sedimentaria de la "Napa de Loma de Hierro" **(Beck, 1985**).

En la carretera entre El Pao de Zárate y La Victoria, Estado Aragua, en el cerro La Guacamaya, asi como entre Tàcata y Tiara **(Smith 1.952**) y en otras localidades aflora la denominada **Meta-diorita La Guacamaya** (**Ostos, 1990**), aunque por la cantidad de cuarzo (10-15%) **MacLachlan (1960)** la denominò "diorita cuarzo hornblèndica". Las rocas varìan de masivas a cizalladas, pero al microscopio la plagioclasa está fuertemente alterada, el cuarzo se presenta recristalizado orientado con texturas flaser y milonitica y la hornblenda muesta buena lineaciòn, por lo cual **Ostos (1990**) interpreta que puede ser considerado como un gneis plagioclàsico-hornablèndico (-cuarcìfero). Geoquímicamente parece que las rocas guardan cierta afinidad calco-alcalina., sintectònicas de placas convergentes tipo Andes-Pacifico. Se desconoce la edad de estas rocas y se piensan puedan ser pre-Mesozoico (**Ostos, 1990**). Para el autor de este resumen estas

dioritas cuarcìferas pueden representar los “plagiogranitos” tardìos e intrusivos de los complejos ofioliticos.

COMPLEJO OFIOLITICO DE TINAQUILLO

La **Peridotita de Tinaquillo**, que como luego veremos, forma parte de un complejo ofiolitico, y fue incluida por **Menéndez (1966**) en su **Faja Tectònica de Caucagua-El Tinaco”** mientras que **Beck (1985**) la denomina **“Napa de Caucagua-El Tinaco**”. La unidad està bièn expuesta en las Tetas de Tinaquillo a unos 7 km al este del poblado de Tinaquillo, estado Cojedes y se extiende como un bloque único de 13 km por 7 km al NO de Tinaquillo.

Conforme con **Ostos (1990**), que modificó la cartografía de **Mackenzie (1960**), esta unidad està formada aproximadamente por harzburgita (75%), dunita (10%), serpentinita (5%), meta-gabro (10%) y piroxenita. Presenta fuerte foliaciòn milonitica. La harzburgita contiene porfidoclastos de enstatita y espinela. El meta-gabro muestra porfidoclastos de granates de hasta 1.5 cm de longitud. La serpentinita consiste casi totalmente de antigorita y ocurre a lo largo del Corrimiento de Manrique. Según **Ostos (1990**) estás rocas registran dos eventos metamòrficos, el màs antiguo corresponde a la facies de la granulita y el màs joven a la facies anfibolita. En base a estudios geoquímicos de elementos mayoritarios, trazas y REEs principalmente en gabros de esta unidad, Ostos se inclina por estimar que debieron formarse en un ambiente de dorsal oceánico, tipo ofiolita.

Por lo anteriormente referido **el autor de este resumen sugiere identificar a esta unidad como Complejo Ofiolitico de Tinaquillo,** el cual luce màs incompleto y derivado de magmas màs profundos, a màs elevadas condiciones de P-T del manto superior que el Complejo Ofiolitico de Loma de Hierro. El CODT se encuentra en contacto concordante por intenso desarrollo cataclàstico tectónico con el Gneis de La Aguadita del Complejo de El Tinaco, mientras que hacia el norte cabalga sobre rocas del tipo Formación Las Mercedes a lo largo del Corrimiento de Manrique (Mattson, 1985). Existen ciertas determinaciones radiomètricas, entre las que se menciona la de Lar (1992) de Nd-Sm de 94.7 ± 3.3 Ma que estarìa conforme en que el CODT es algo màs antiguo que el Complejo Ofiolitico de Loma de Hierro (Cretàcico Tardìo-Eoceno).

Pasquali (1967) identifca tres tipos de lateritas niquelìferas: lateritas transportadas con bajo contenido de Ni, lateritas “in situ” con buen contenido de Niquel, promedio en 0.65%. y lateritas de bajos contenidos de Ni. La zona estuvo en explotación como mina de asbestos hasta 1968. También se encuentran arcillas bentoniticas y algo de magnesita, pero al parecer de bajo potencial geoeconòmico.

COMPLEJO ULTRAMAFICO DE CERRO PELON

El CUDCP (Murray 1973) aflora a unos 23 km al oeste de Acarigua, estado Portuguesa, en un cuerpo de 2 Km de largo por 1.5 Km de ancho, al parecer como una masa alóctona dentro del surco que representa la Formación Río Guache (**Campos y otros 1977**). Litológicamente se compone de un núcleo central de dunita, rodeado e intrusionado por masas y diques, respectivamente, de clinopiroxenita olivinifera y gabros hornablèndicos.

El CUDCP es intrusivo en la Formación Los Cristales. En el lado oriental del Complejo una falla lo separa de la Formación Río Guache. Por su semejanza con el Complejo de Chacao, Murray (1973) lo correlacionó con el Complejo de Chacao **y Urbani y otros (1989**) con el Complejo de Apa

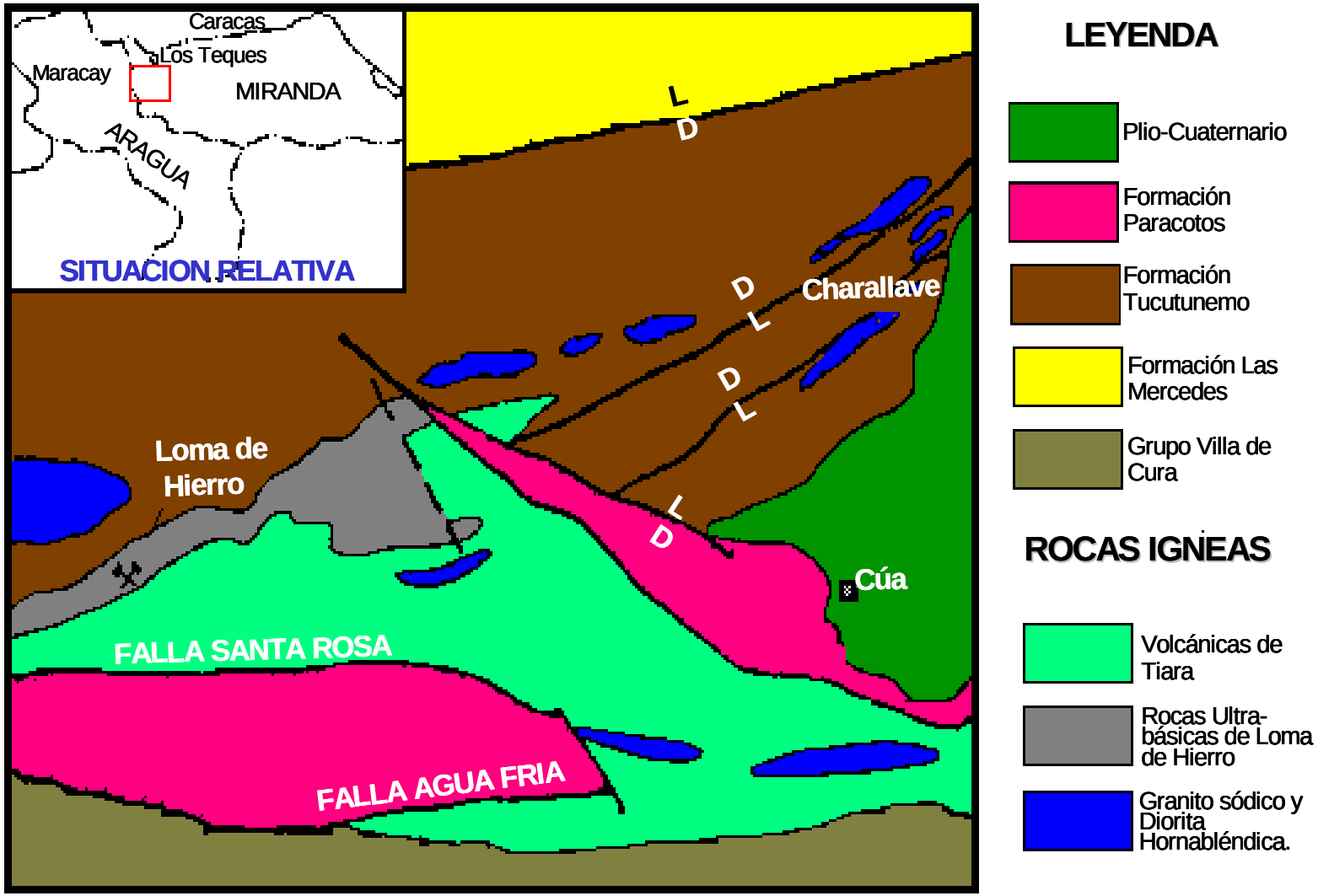


Figura Nro. 13. Mapa geológico simplificado de la parte occidental del Estado Miranda, destacando el área de afloramientos de la Ofiolita de Loma de Hierro
(tomado de Bellizzia, 1.967)

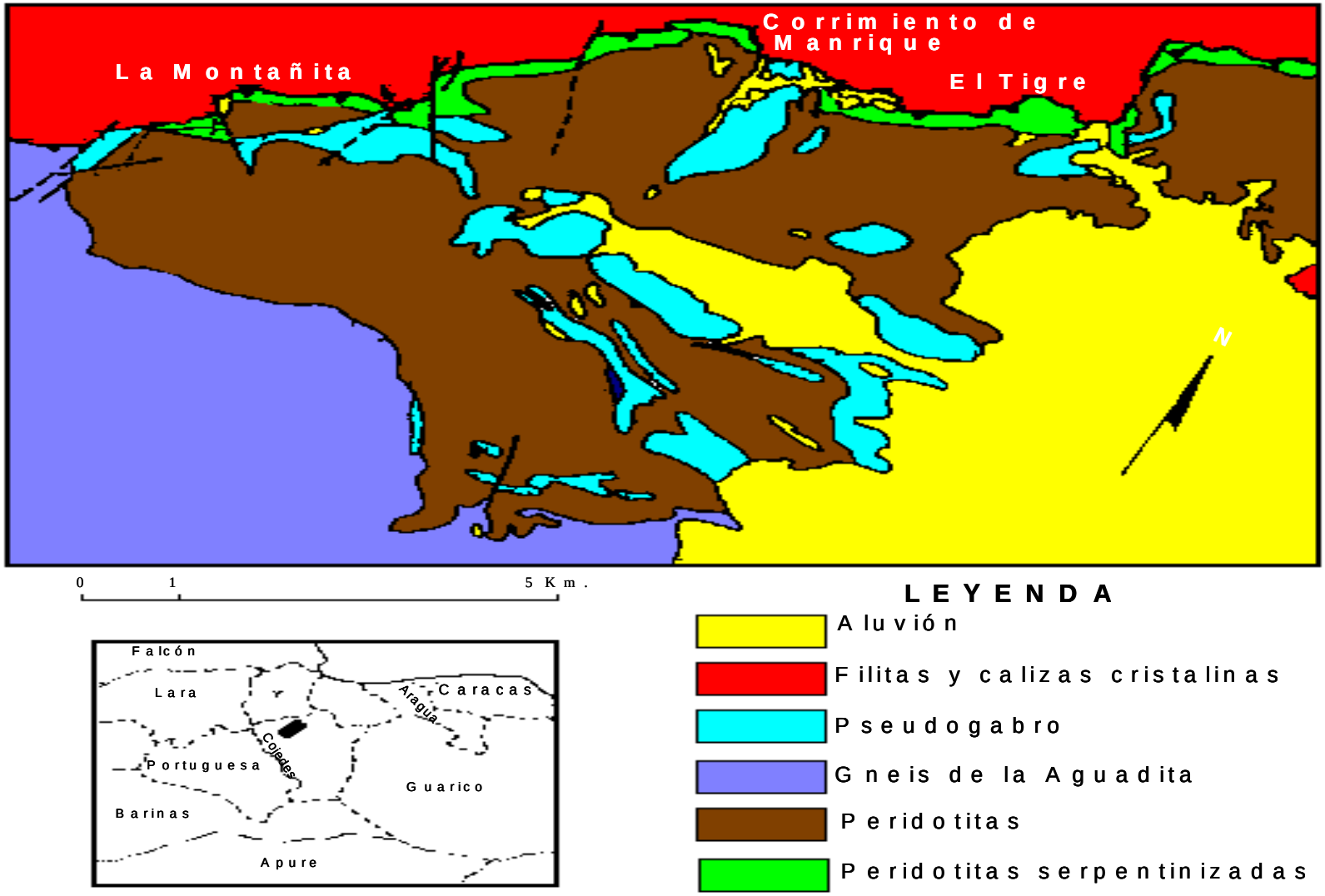


Figura Nro. 14. Mapa Geológico simplificado de la Región de Tinaquillo
(tomado de Bellizzia, 1976)

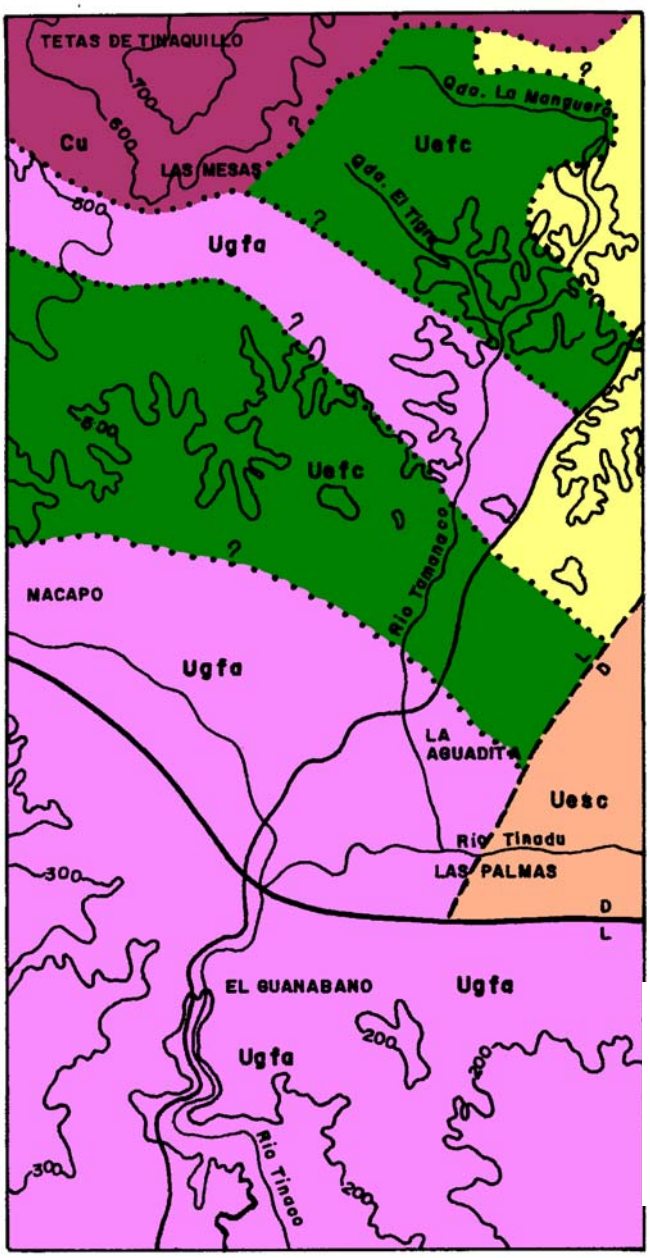
Murray (1973) interpretò a este complejo, al igual que al Complejo de Chacao, como formado por procesos de diferenciación magmàtica subyacente a un arco de islas volcánico. Su edad se infiere como Cretácica. Sin embargo, para el autor de este resumen, el Complejo de Chacao, con el cual se correlaciona, es intrusivo en la Formación Santa Isabel, cuyo metamorfismo es de edad Cretácico Superior. Asi que el Complejo de Chacao es intrusivo post-metamorfismo en Santa Isabel y su edad debió ser post-Cretàcica. La edad de la Formación Los Cristales parece ser por su correlación con las formaciones Las Mercedes y Chuspita del Cretácico y por ser el CUDCP intrusivo en ella, resulta tambièn ser post-Cretàcico similar al Complejo de Chacao. Por otra parte dado el alto contenido de magnetita en estas rocas, su carácter no metamòrfico y atectònico de estos complejos (Chacao, Cerro Pelòn y Apa), el **autor de este resumen** estima que los mismos no se formaron en una zona de convergencia de placas sobre una zona activa de subducción, sino posterior y bien alejada de la misma en un rift continental, atectonico, de corta vida, abortado, posiblemente de edad Eoceno Medio-Oligoceno, que disruptò al bloque Villa de Cura, que formaba ya, en forma alòctona, para tiempos del Eoceno Tardío- Oligoceno, parte continental.

Konigsmark (1965) refiere dioritas piroxénicas diversas intrusivas como “sills” dentro de la Formación Garrapata, aflorantes en el curso inferior del Río Platillòn, a 20 Km al SO de San Juan de Los Morros, Estado Guàrico y el Cerro Pariapàn, en contacto concordante y gradual con la roca caja de la Formación Garrapa. Esta **Diorita Piroxènica de Platillón** aparece como bloques incorporados a la Formación Garrapata ya que no se observan ni xenolitos ni efectos de metamorfismo de contacto en las rocas intrusionadas de la Formación Garrapata.

COMPLEJO ULTRAMAFICO DE CHACAO

El CUDCH aflora a unos 10 Km al oeste de San Juan de los Morros, entre las quebradas Loreto y Camburito, Estado Guárico. **Murray (1.973**) demostrò que este complejo, compuesto de rocas piroxènicas y gabroides, es intrusivo en la Formación Santa Isabel del Grupo Villa de Cura. El complejo consta de dos fajas intrusivas compuestas de piroxenitas oliviniferas centrales que gradan hacia fuera a piroxenitas magnetiticas-olivinicas y a piroxenitas magnetitico-hornablèndicas y hornablenditas en los bordes , con una faja central de la la FSI recristalizada a hornfelds piroxènico, intensamente metamorfizada por contacto intrusivo con el CUDCH. **Loubet y otros (1985**) presentan dos edades K/Ar en plagioclasas (49.8 y 58.5 Ma), es decir Eoceno Medio, mientras que cuatro edades K/Ar en hornblenda (91.0 a 104.4 Ma) arrojan edades Cretácico Medio. **Rodríguez** (**1977)** estudió este cuerpo postulando un potencial económico para titanio y vanadio, que unido al alto contenido de magnetita y Fe total en la roca, a su carácter intrusivo y a las edades de Eoceno Medio, apoyan la tesis del autor de este resumen que estos cuerpos màficos-ultramàficos de Cerro Pelòn, Chacao y Apa, entre otros, fueron intrusivos, post-tectònicos, desarrollados en un pequeño y de corta duración, rift continental abortado, o fracturas continentales, post placas en convergencia y zona de subducción del Paleoceno-Eoceno. **Giunta y otros (1.997**) interpretaron al CUDCH como una parte de una ofiolita emplazada en una cuenca detrás de un arco de islas y envuelta en parte en compleja subducción con la FSI. El bajo contenido en Fe0 total y alto de Mg0, de una piroxenita analizada por estos autores, favorece en realidad su hipótesis de representar parte de una ofiolita.

El **Metagabro de Cantagallo** (**Santamaría y Schubert, 1974**) se correlaciona en parte con rocas gabroides del CUDCH. El MDC aflora como un bloque “intrusivo” entre las formaciones



UNIDADES LITOLOGICAS INFORMALES

- **QAL** ALUVION
- **Uesc** UNIDADES DE ESQUISTOS SERICITICOS CUARZOSOS
- **Ue fa** UNIDADES DE ESQUISTOS FELDESPATICOS ANFIBOLITICOS
- **Ugfa** UNIDADES DE GNEISES FELDESPATICOS CUARZOSOS
- **Cu** COMPLEJO ULTRAMAFICO

UNIDADES FORMALES

ESQUISTO DE TINAPU

GNEIS DE LA AGUADITA

LEYENDA

- FALLA NORMAL OBSERVADA
- FALLA NORMAL INFERIDA
- CONTACTO GEOLOGICO

ESCALA 1: 100.000

0 1 2 3

Km

FIGURA 15. GEOLOGIA SIMPLIFICADA DEL CINTURON TECTONICO CAUCAGUA - EL TINACO, AL SUR DE LA PERIDOTITA DE TINAQUILLO (Tomado de Ostos y otros, 1989**).**

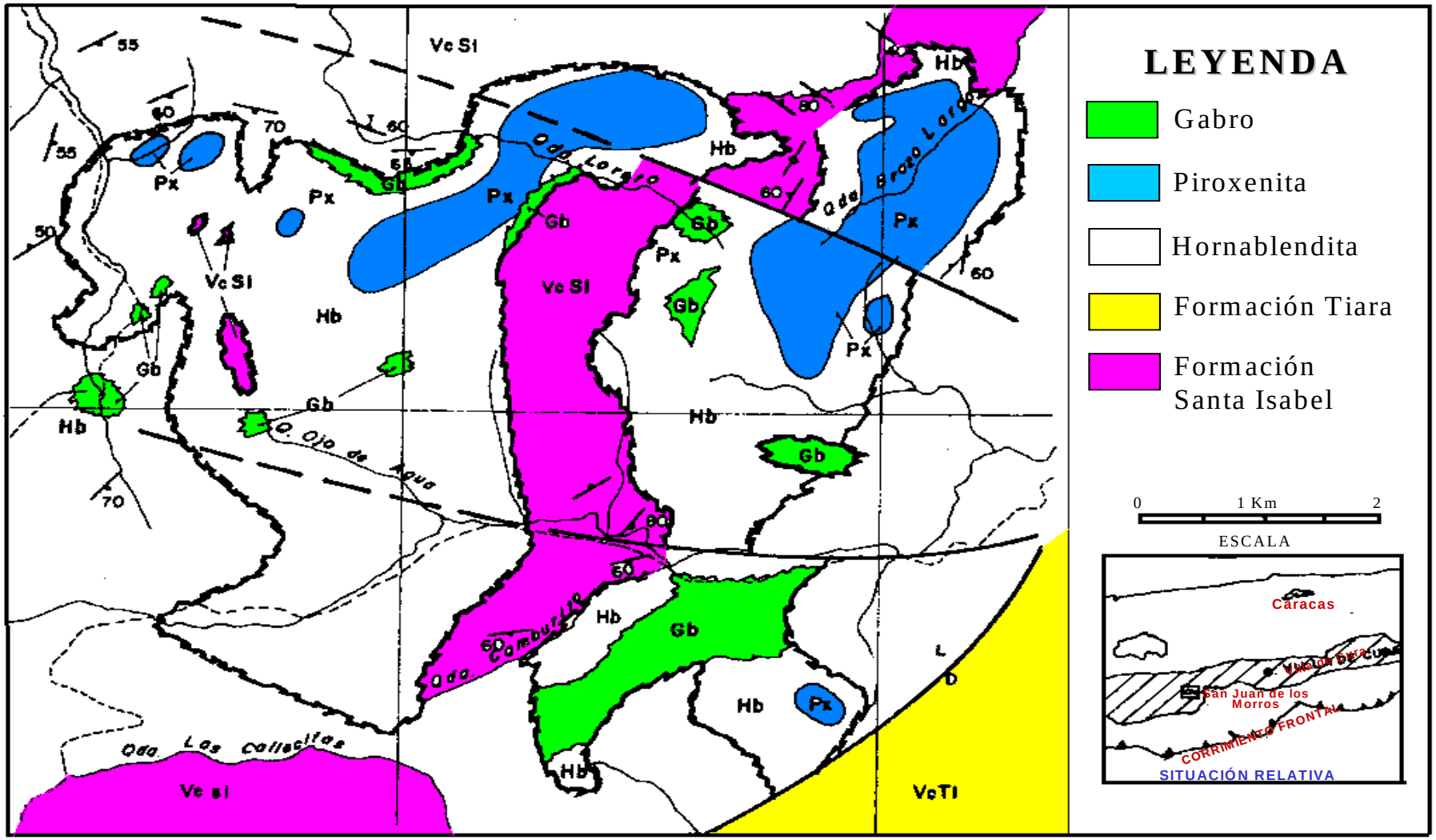


Figura Nro. 16. Mapa geológico del Complejo de Chacao, Estado Guárico
(tomado de González y Picard, 1.972)

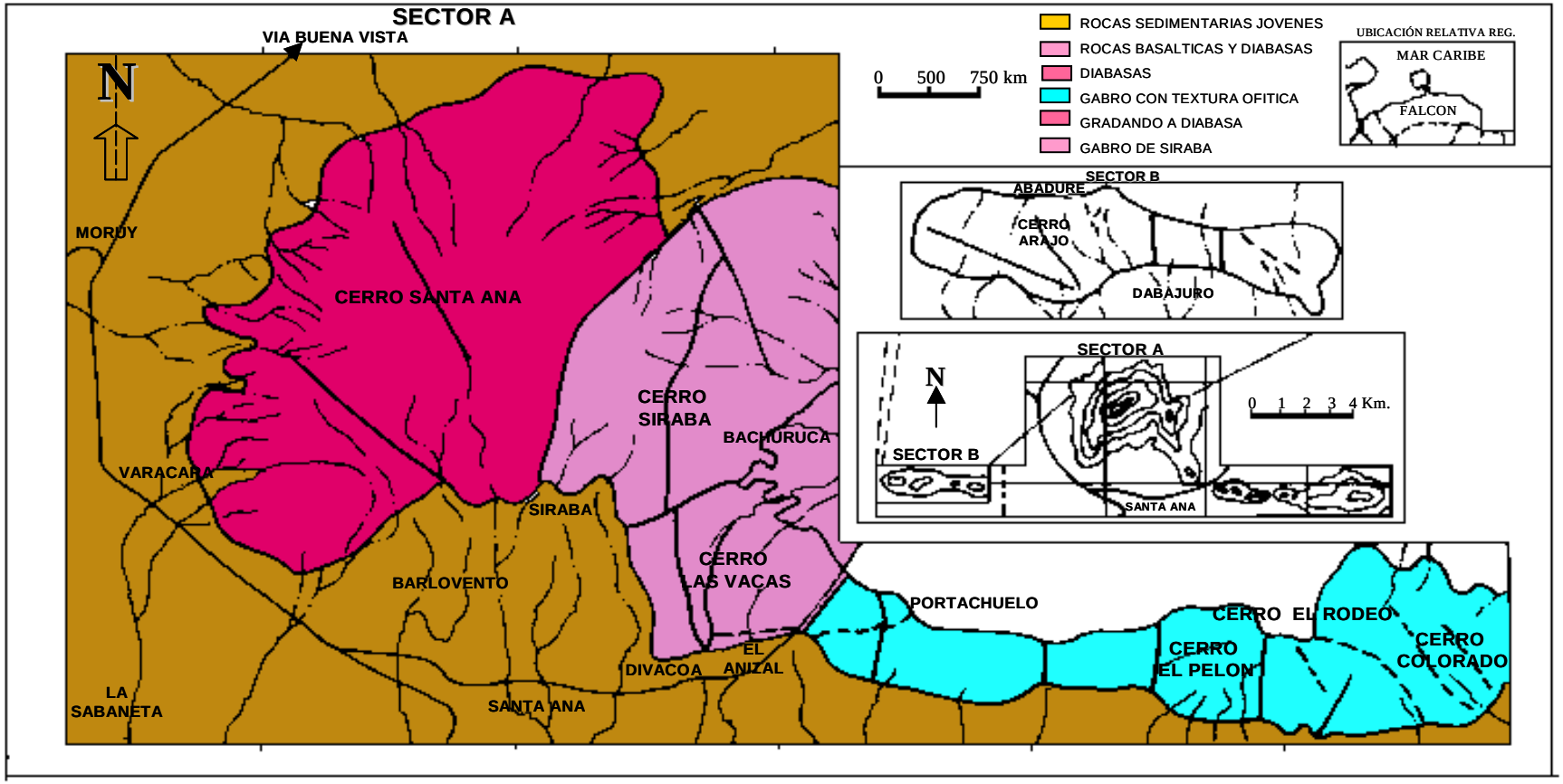


Figura Nro 17. COMPLEJOS MAFICOS-ULTRAMAFICOS DE LA PENINSULA DE PARAGUAYA, ESTADO FALCON
(Tomado de Mistage y otros, 1989)

El Carmen y El Chino del Grupo Villa de Cura, a unos 16 kms al SO de San Juan de Los Morros, es bandeado, con bandas de grano grueso que contienen xenolitos de diorita, bandas y borde de enfriamiento de grano fino. La roca está alterada, la plagioclasa es no identificable y la augita està envuelta en hornblenda y ambas se muestran cloritizadas. El MDC arroja una edad K/Ar en roca total Cretácico Superior-Paleoceno Inferior, de 65 ± 5 Ma a 67 ± 7 Ma (**Santamaría y Schubert, 1974, 1975).**

Complejos ultramáficos de Paraguaná

En la Península de Paraguaná afloran tres complejos máficos-ultramáficos en la parte centro occidental: Complejo Ultramáfico de Tausabana-El Rodeo, Gabro de Siraba-Capuana y Complejo Subvolcánico de Santa Ana (Martin e Iturralde, 1972). Por otra parte **Mistage y otros (1.989)** proponen modificar lo anterior y a todas las rocas máficas-ultramáficas de Paraguaná (60 Kms2) la consideran como el **Complejo (ofiolítico) de Santa Ana (Figura N 17)** el cual lo subdividen en tres unidades: Harzburgita de El Rodeo, Gabro de Siraba y Diabasa de Arajó, dejando para las mismas las secciones tipo señaladas por **Martin e Iturralde (1.972).**

Harzburgita de El Rodeo

La HER aflora desde Tausabana al Rodeo (20 Kms^2) sumamente meteorizado y laterizado (suelos color ocre, amarillentos y rojizos), pero que aún se pueden identificar gran cantidad de litologías: harzburgitas (78%), dunitas (5%), piroxenitas (2%) lentes de gabros y gabros anortosíticos y anortositas (15%), con pequeñas bandas de cromita masiva y cromita diseminada.

Gabro de Siraba

El GS aflora en el extremo sur del cerro del mismo nombre al NE de la Harzburgita de El Rodeo. Es un gabro de color verde claro que meteoriza a castaño rojizo, inequigranular, de grano medio a grueso, augítico diopsídico-oliviníferо, masivo, pero en contacto con la harzburgita está cizallado y milonitizado. El gabro se encuentra en contacto abrupto al norte (Cerro Las Vacas) con anortositas sausuritizadas. Diques de gabros oliviníferо piroxénicos alternan con las anortositas con algo de olivino (8%) y ocupan la parte más prominente del Cerro Las Vacas.

Diabasa de Arajó

La DA aflora en el cerro del mismo nombre, es inequigranular, grano medio a grueso, compacta, color negro, formada por plagioclasa, augita diópsidica parcialmente alterada a hornblenda y magnetita como accesorio importante, con texturas ofíticas y subofíticas.

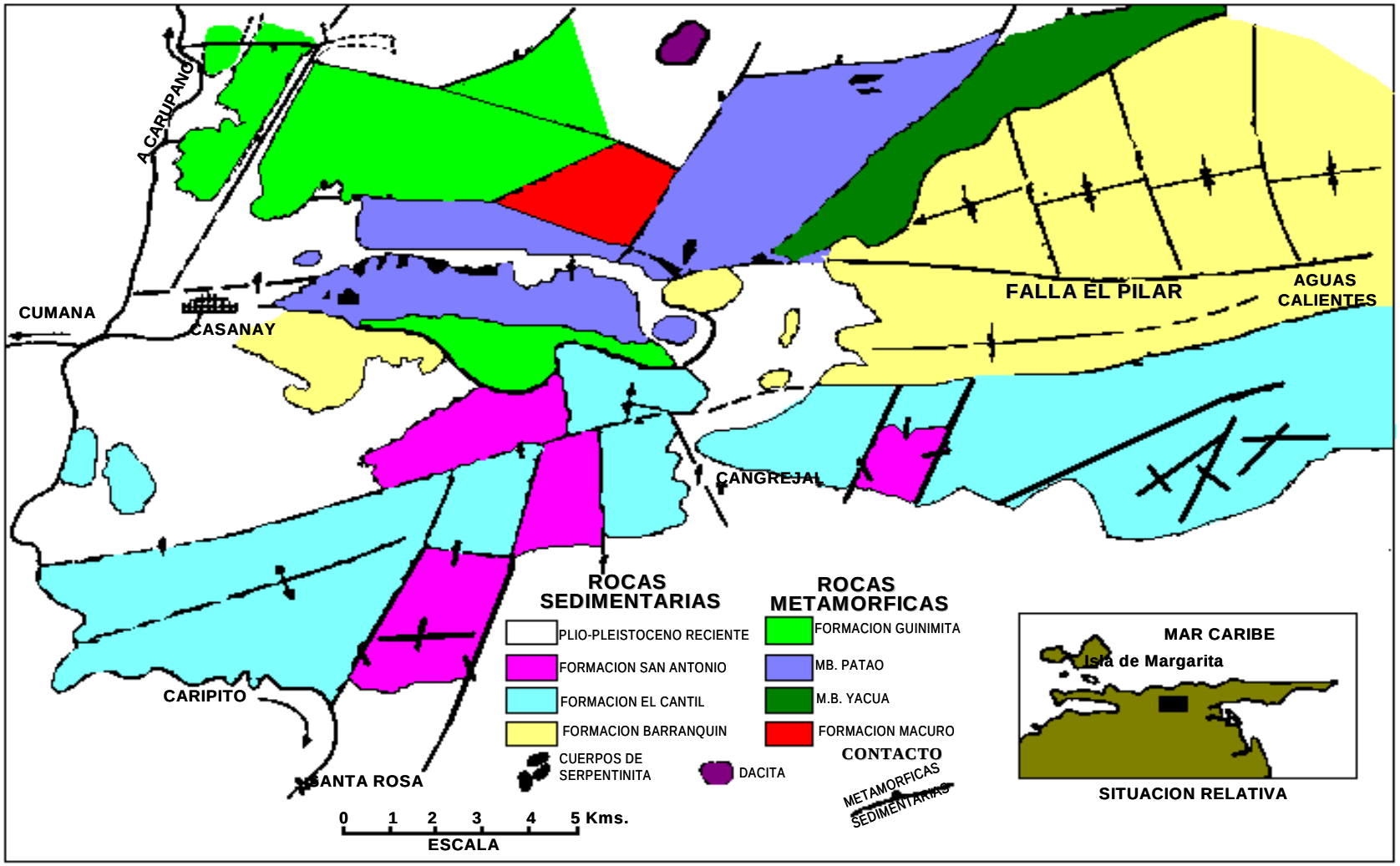


Figura Nro. 18. **Mapa Geológico esquemático del área de Casanay - El Pilar, Estado Sucre, destacando el contacto - corrimiento de Casanay entre las rocas metamórficas al norte y las sedimentarias al sur** (tomado de Vignali, 1.977)

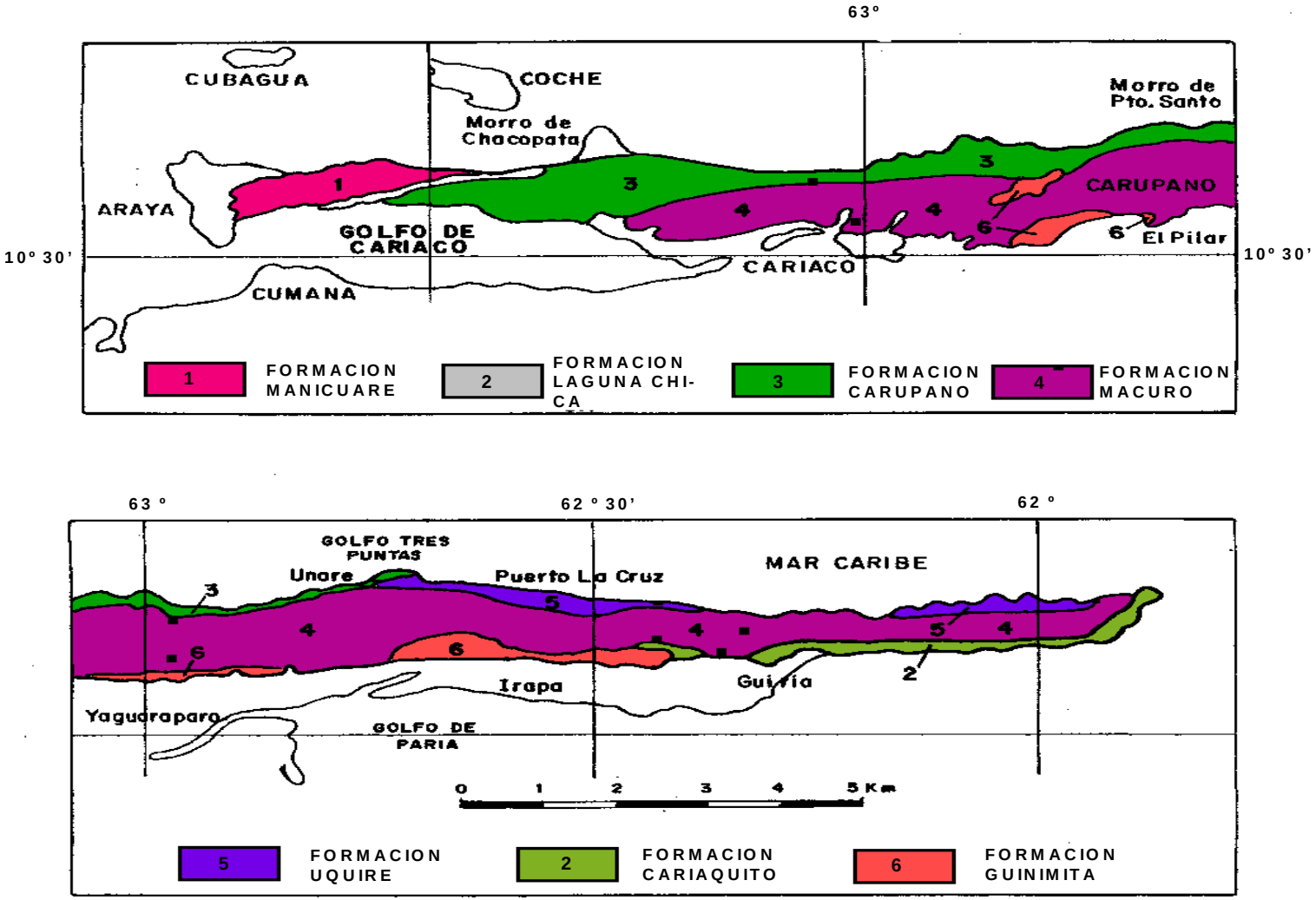


FIGURA Nº 19. MAPA DE AFLORAMIENTOS DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS AFLORANTES EN LAS PENINSULAS DE ARAYA Y DE PARIA (Tomado de Gonzalez de Juana y otros, 1.980)

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE EN ARAYA-PARIA

En la parte NE de Venezuela se localizan dos provincias geomórfológicas importantes: la **Cordillera de Araya-Paria** formada por rocas ígneo-metamórficas que se extiende desde la Punta Manicuare en Araya hasta la Punta Narizona en el extremo oriental de Paria y la **Cordillera del Interior,** constituida por rocas sedimentarias en contacto de falla de corrimiento con la anterior (Napa de Casanay, **Figura N 18).**

PENINSULA DE ARAYA

En la Península de Araya afloran (**Figura N 19**) las formaciones Manicuare, Laguna Chica, Carúpano, Copey y Tinapui.

FORMACIÓN MANICUARE

La FM (**Schubert, 1972**) tiene su localidad tipo en el camino entre El Guamache y Merito, en la Península de Araya, en una extensión local de una franja de unos 3 a 5 km de ancho entre las poblaciones Araya y Chacopata y desde la costa norte de Araya hasta Manicuare en la costa Sur. Litològicamente consiste de esquistos cuarzo-micàceos (70%) frecuentemente granatìferos (almandinico) y/o epidòticos con abundantes intercalaciones de cuarcitas (29%) y algunas bandas de esquistos anfibòlicos (tremolita-actinolita), mármol y gneises con estructuras de augeneis. Toda la secuencia contiene vetas de cuarzo blanco a ahumado. Ocasionalmente estas vetas estan asociadas a cristales de cianita. La FM se encuentra en contacto de falla con la suprayacente Formación Laguna Chica y localmente es cubierta discordantemente por la Formación Cubagua (de edad Mioceno). Se ha correlacionado en parte a la FM con rocas feldespàticas del Grupo Juan Griego de la Isla de Margarita. El metamorfismo mayormente es de la facies de los esquistos verdes a epidoto anfibolita.

FORMACIÓN LAGUNA CHICA

La FLCh (**Schubert, 1972**) aflora como una faja de 1 a 3 km de ancho de dirección NE entre Punta Salazar, al sur, y El Maguez (norte, al este de Chacopata), Estado Sucre. Litològicamente se compone de filitas cuarzo-cloriticas (99%), de color verde, a veces carbonoso y pizarroso con escasas intercalaciones de cuarcita blanca. La unidad está intesamente plegada y atravesada por vetas de cuarzo. La Falla Laguna de Salazar la separa de la infrayacente Formación Manicuare y la Falla de Laguna Grande de la suprayacente Formación Carúpano.

FORMACIÓN CARÚPANO

La FC (**Zambrano, 1967; Bellizzia 1986**) tiene su localidad tipo en la carretera Carúpano-Río Caribe y se extiende por toda la zona costera norte hasta cerca de San Juan de las Galdonas y desaparece al este en el Golfo de Cariaco, Estado Sucre. Originalmente **Zambrano (1967**) habìa distinguido tres partes en la FC: la parte costera de rocas meta-volcànicas de colores verdes que

denominò Miembro El Copey hacia la parte inferior; las partes media y superior compuesta de esquistos calcáreos-cuarzo-micàceos con lentes delgados de calizas negras, grafitosas, localmente actinoliticas. Bellizzia (1986) excluyó de esta formación las rocas meta-volcànicas verdes. En el Morro de Puerto Santo, cerca del contacto con la Formación El Copey, suprayacente, se observa un desarrollo local de esquistos conglomeràticos con cuarzo ahumado. No se han encontrado fòsiles en esta FC pero se correlaciona con la Formación Cariaquito de edad Barremiense-Aptiense.

Seijas (1972) elevò las rocas meta- volcánicas verdes del **Miembro El Copey a Formación El Copey**. Esta unidad incluye meta-lavas básicas, macizas a finamente foliadas, color verde pistacho, epidòtico-pumpellitica-cloritica-actinoliticas, a veces como formando estructuras de lavas almohadilladas. En menor cantidad aparecen meta-tobas, foliadas, afaniticas a porfiroblàsticas, de color verde, con bandas de epidoto y esquistos cuarzo-cloritico-epidóticos, con abundantes vetas de calcita. En Cabo Tres Puntas estas rocas aparecen en contacto falladado-cizallado en la Formación Carúpano. **Vignali (1976**) considerò a estas rocas meta-volcànicas de color verde asociadas a serpentinitas y rocas ultramàficas como parte de un "mélange ofiolitico" el cual yuxtapone rocas de diferentes formaciones y provincias litológicas como las de la Formación Manicuare con la Formación Carúpano.

Campos (en **Bellizzia, 1986**) divide las rocas metamòrficas de Araya-Paria en tres unidades petrológicas: un complejo ígneo y dos unidades volcano-sedimentarias. La FEC incluye el complejo ígneo y la unidad inferior meta-volcano sedimentaria. El complejo ígneo plutònico està formado por peridotitas serpentinizadas, gabros y dioritas que afloran en forma discontinua entre Carúpano y Cabo Tres Puntas y el Morro La Esmeralda. En Cabo Tres Puntas y La Esmeralda se detectó la presencia de glaucofano con epidoto en las rocas del complejo. La serie volcano-sedimentaria inferior incluye meta-basaltos, localmente con estructuras almohadilladas y meta-tobas asociados a algunos niveles sedimentarios siliceos y calcáreos. Ambos el complejo ígneo y la parte meta-volcànica son interpretados como una ofiolita o un arco insular primitivo y su cobertura.

El **autor de este resumen** interpreta a la Formación El Copey como un complejo ofiolitico, formado en la cuenca detrás del arco de islas, incorporado alòctonamente a la Formación Carúpano y la Formación Uquire, màs al este, por obducciòn. Parte de la secuencia meta-volcànica con glaucofano representa metamorfismo con alta presión, baja temperatura en una zona de subducción, reincorporado al resto por mecanismos de mèlanges tectònicos.

En el Rìo Rivilla, SO de Carúpano, afloran una serie de apòfises (más de 25 cuerpos) de pocos m a 200 m de ancho de rocas ígneas félsicas que han sido identificadas como daciticas (**Seijas, 1972; Sifontes, 1972)**, rioliticas (Schubert y Sifontes, 1983), plutón granítico subvolcànico con apófisis (Urbani, 1985); pórfidos de granito subalcalino y brechas igneas (**Moticska , 1987**). Por estudios gravimétricos se ha postulado que tales rocas, claramente post-orogènicas, son pertenecientes a un plutón subyacente de unos 20 km por 11 km orientado NE-SO. Tal magmatismo, sin embargo se ha relacionado con el arco volcánico de las Antillas Menores y con la posible zona limítrofe de las placas del Caribe y Sudamérica. La mayor abundancia de los cuerpos se localiza en la parte central del Rio Rivilla, sus afluentes Chacaracual, Mijagual y Quebrada Honda, observando el ùltimo afloramiento en la Quebrada Bertosini, cerca de Cusma. La edad de estos granitos subvolcànicos por K-Ar varìa de 5 ± 0.5 Ma a 6.7 Ma (Mioceno Superior-Plioceno). La actividad geotermal de la zona asi como la mineralizaciòn por sulfuros masivos tipo galena

argentìfera y esfalerita (Pb-Zn) de **Gran Pobre** y hematita tipo especular y pirita, sin mayor interés económico, tambièn han sido atribuido a la presencia de estos cuerpos ígneos fèlsicos.

FORMACIÓN TUNAPUI

La FT (**Seijas, 1972**) tiene su localidad tipo en la Quebrada Tunapui, a pocos km de El Pilar, Estado Sucre, complementada con las secciones expuestas en los rìos Burdes, Rivilla y Chuare, donde afloran litologías distintas de la FT. En general, la FT puede dividirse litològicamente en tres intervalos:

1) el **intervalo inferior**, de base desconocida, formado por esquistos y filitas cuarzo-cloriticos y capas de calizas macizas con espesores de hasta 200 m en contacto de falla con esquistos y filitas cloritico y/o grafitosas y lentes de meta-conglomerados;

2) **el intervalo medio** compuesto de intercalaciones de esquistos conglomerátìcos con cuarzo ahumado y

3) **un intervalo superior** caracterizado por desarrollos de calizas lenticulares en capas delgadas, asociadas a esquistos conglomeràticos y filitas y esquistos micáceos y/o grafitosos.

El contacto inferior de la FT no se ha observado y el contacto superior con la Formación Carúpano es concordante. Según **Vignali (1970**) gran parte de la FT representa un mélange tectònico que incluye rocas de varias formaciones en particular de calizas fosiliferas de la Formación Guinimita. Se estima una edad en base a los fòsiles localizados y a su equivalencia lateral con la Formación Cariaquito sea de edad Neocomiense-Barremiense.

PENINSULA DE PARIA

En la PDP afloran una serie de formaciones metamorfizadas, similares a las de la Cordillera de la Costa, que son posiblemente de más antiguas a más jóvenes: Formación Uquire, Formación Macuro, Formación Cariaquito y Formación Guinimita. **(Figura N 20).**

FORMACIÓN UQUIRE

La FU (**Gonzàlez de Juana y otros, 1965**) tiene su localidad tipo en Punta San Francisco en la Ensenada Uquire y se extiende por gran parte de la costa norte de Paria desde Punta Toletes hasta el Oeste de San Juan de las Góndolas. Litológicamente se compone por una secuencia relativamente monòtona de cuarcitas grafitosas que meteorizan a gris negruzco y esquistos grafitosos piriticos, con una intercalación de cuarcitas micàceas blanquecinas, hacia la parte media. A unos 200 m al sur de la Costa de Punta Toletes comienzan a aflorar dos capas delgadas de calizas impuras, grafitosas, cuarzosas y piriticas sin fosiles de extensión local. Tambièn desde Punta Toletes hacia el Oeste

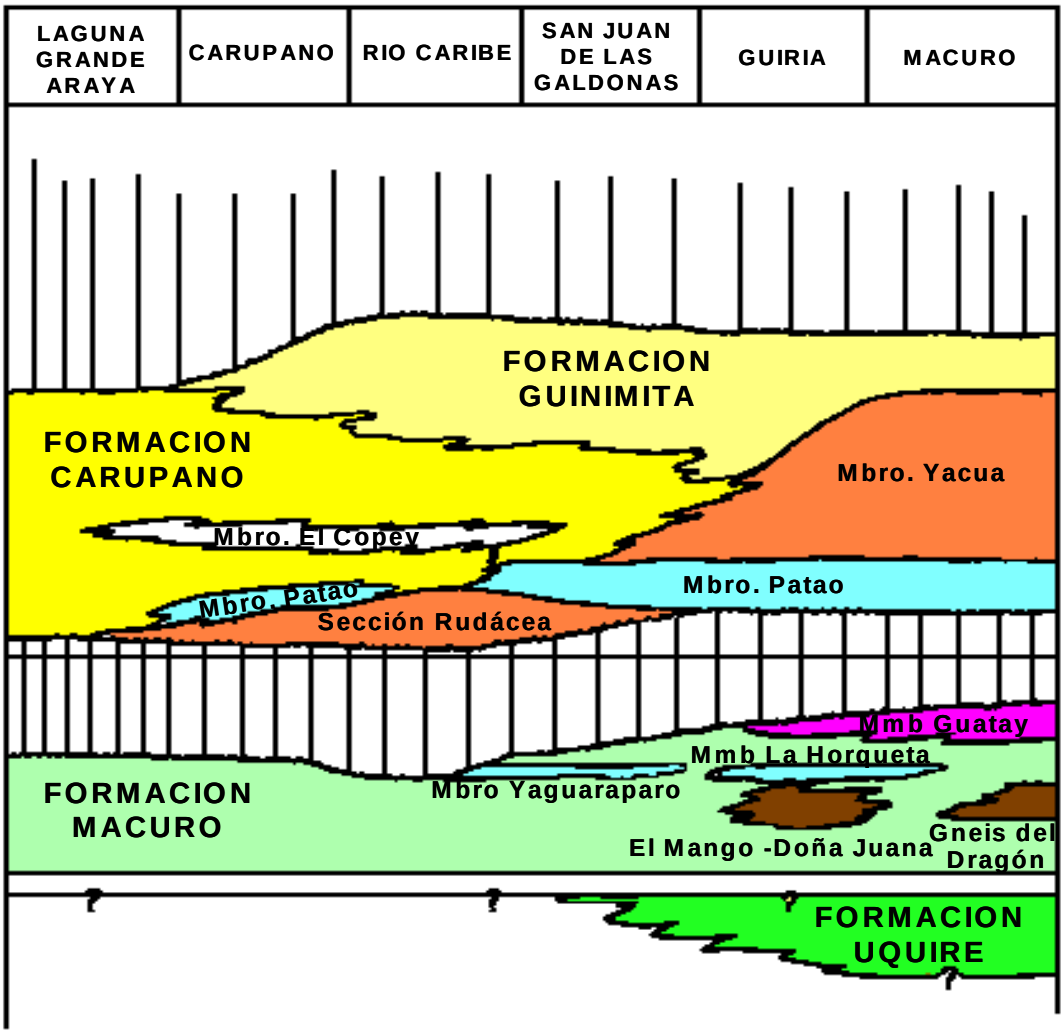


Figura Nro. 20 Cuadro de correlación de unidades litoestratigráficas en las penínsulas de Araya y de Paria
(tomado de Vignali, 1.977)

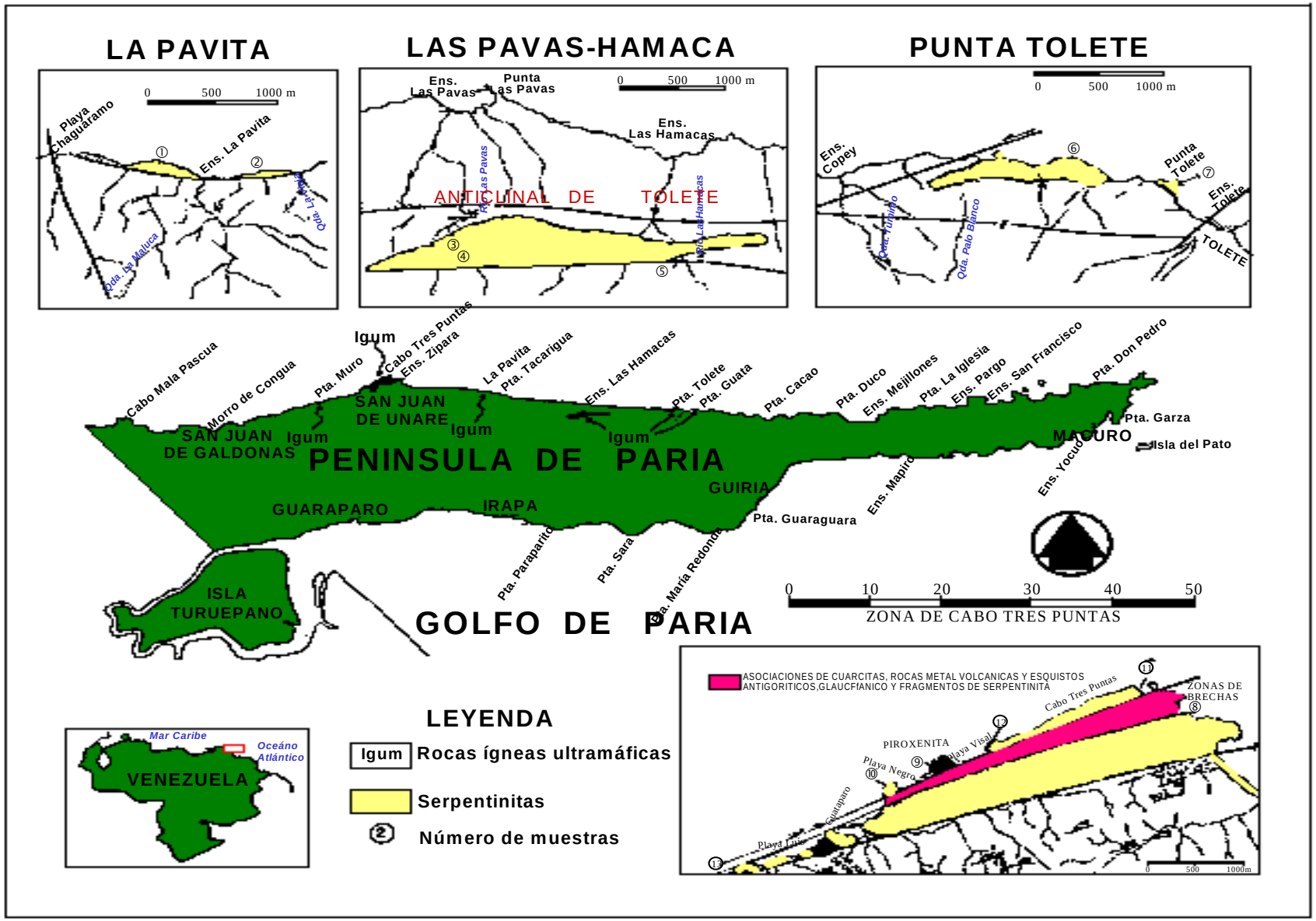


Figura Nro. 21. Mapa simplificado de afloramientos de rocas ígneas ultramáficas en la Península de Paria (tomado de González de Juana y Muñoz, 1.971).

afloran una serie de remanentes complejos ofioliticos “intrusivos” o trasladados tectónicamente en la FU. La edad de esta formación es desconocida y se estima similar a màs antigua que la edad de la Formación Macuro que con toda seguridad es pre-Cretàcico Inferior. La FU se ha correlacionado con la Formación Maracas de Trinidad (**Léxico Estratigràfico de Venezuela, 3a ediciòn, 1997).**

FORMACIÓN MACURO

La FM (**Gonzàlez de Juana y otros, 1965**) se ha localizado desde la Quebrada Uquire y el Rìo Macuro, hasta las afueras del Pueblo de Macuro en la Península de Paria y se extiende hacia el oeste de Yaguaraparo, Estado Sucre. Litològicamente se caracteriza por una secuencia casi monòtona de esquistos cuarzo micàceos cloriticos intercalados con cuarcitas algo feldespáticas. Hacia el oeste de la localidad tipo, la FM cambia a otra facies con la cual se interdigita, màs grafitosa, sin clorita, de la Formación Uquire. En el rìo Sivisa los esquistos se vuelven gneisicos, con desarrollo de augen como el **Gneis de La Yaguara** asociados a esquistos cuarzo-feldespàticos-cloriticos.

Cerca del pueblo de Macuro, se diferencia una secuencia de cuarciticas micàceas, algo cloriticas y esquistos cuarzo micàceos con algunas filitas grafitosas, conocido como **Miembro Guatay** en contacto con la Formación Cariaquito. Desde el este de la Ensenada de Tolete, costa norte de Paria, cambia a facies claramente grafitosas de la Formación Uquire.

En la Formación Macuro se localizan dos horizontes importantes de calizas: **La Caliza de La Horqueta y la Caliza de Yaguaraparo**. La Caliza de la Horqueta es un horizonte de mármoles dolomíticos de 12 Kms de longitud que aflora en la Quebrada La Horqueta al Norte de Guiria. La Caliza de Yaguaraparo representa un espeso paquete de mármoles que afloran entre el caserío de Manacal hasta el caserío de Mata de Chivo Estas calizas son casi puras y solo contienen 1% de carbonato de magnesio mientras que la caliza de La Horqueta contiene 23.5%.

El autor de este resumen observó un contacto de falla entre la FM y la Formación Cariaquito, en Río Bautista al NW de Guiria. González de Juana y otros (1965) correlacionan la FM con la Formación Maracas de Trinidad de edad Triásico-Jurásico.

Hacia el extremo este de Paria y en Trinidad afloran una serie de gneises y aungeneises cuarzo-feldespàtico-cloriticos conocido como el **Gneis del Dragòn**, producto de la alteración metasomàtica de la Formación Macuro. Al Norte de Rìo Salado otros gneises graníticos con migmatitas y xenolitos de esquistos del tipo Formación Macuro y un hornfels de caliza tipo la Horqueta fuè denominado **Complejo Ígneo Metamòrfico El Mango-Doña Juana**. **Navarro (1974**) concluye que mineralògica y geoquímicamente ambos gneises, del Dragòn y de El Mango-Doña Juana son correlacionables, siendo este ùltimo el núcleo del plutón y El Dragòn el borde lejano de la intrusión. Edades reportadas para el Gneiss de El Mango-Doña Juana arrojaron por K-AR en hornblenda una edad de 128 ± 11 Ma.

FORMACIÓN CARIAQUITO

La FC (**González de Juana y otros, 1965**) tiene su localidad tipo en la Ensenada de Cariaquito, a unos 5 km al este del poblado de Macuro, en la Península de Paria y se extiende hasta la zona de Carúpano, Estado Sucre. La FC se compone de dos miembros: **Patao y Yacua**.

El **Miembro Patao**, aflora en la Quebrada Patao al este de Puerto de Hierro y litològicamente se compone de un grueso intervalo de calizas con una capa de yeso suprayacente e intercalaciones menores de esquistos y filitas grafitosas y calcáreas. Las calizas alcanzan hasta los 300 m de espesor y van acuñándose hacia el Oeste, como en Rìo Bautista, donde ocurren como lentes calcáreos. La capa de yeso tiene un espesor variable entre los 20 m a los 120 m, pero no se observa màs al oeste de la Ensenada de Cumaca. El MP es concordante por debajo del Miembro Yacua y discordante por encima de la Formación Macuro. En Rìo Bautista, el contacto de Patao con la Formación Macuro es de falla.

El **Miembro Yacua** con localidad tipo en la Ensanada de Yacua, se extiende por todo el Distrito Valdez del Estado Sucre. Litològicamente es una secuencia heterógenea de filitas y esquistos calcáreos-grafitosos con lentes delgados de calizas e intercalaciones de filitas cuarzo-micàceas con vetas de calcita, para un espesor máximo de unos 630 m. Hacia Yaguaraparo-La Talana, al oeste, el MY solo presenta esquistos cuarzo grafitosos y pizarras grafitosas con nódulos calcáreos, similares a la Formación Las Mercedes de la Región Central. Hacia Rìo Bautista los lentes calcáreos son cubiertos concordantemente por areniscas de la Formación Guinimita. En su tope es conconcordante con el Miembro Patao. Se le asigna una edad Neocomiense-Barremiense y se correlaciona con la Formación Grand Riviere de Trinidad y posiblemente con la Formación Las Mercedes de la Región Central.

FORMACIÓN GUINIMITA

La FG (**González de Juana y otros, 1965**) tiene su localidad tipo en el lado oeste de la Ensenada de Guinimita y se extiende hasta la zona del Rio Bautista al NE de Guiria, y también cerca de Carúpano, en la Isla de Patos y dependencias federales. Litològicamente se compone en su parte inferior de unos 56 m de esquistos cuarzo sericitico ferruginosos, localmente con cloritoide, meta-conglomerados de grano fino con cuarzo auhmado, grafitosos, ferruginosos. Siguen luego 24 m màs de meta-conglomerados que son seguidos por calizas delgadas muy fosilìferas, interestratificadas con meta-areniscas conglomeràticas hasta completar los 75 m de espesor. Siguen ascendentemente calizas macizas, color gris oscuro, fosilìferas atravesadas por abundantes vetas de calcita. A continuación se observa una secuencia de 96 m de espesor de filitas cuarzo sericitico-micàceas ferruginosas intercaladas con filitas cuarzosas grises y meta-conglomerados cuarzo ferruginosos, seguidos con alternantes capas de calizas fosiliferas y meta-conglomerados con granos elipsoidales de ferrolita, culminando en el tope de la sección una capa delgada de caliza con abundantes corales bien preservados. Los conjuntos faunisticos (*Actinastrea cf guananamensis* ; *Cladophyllia cf. Stewartae, Trigonia hondaana, Choffatella decipiens, etc.)* indican ambientes plataformales marinos bien oxigenados,

ROCAS IGNEAS PENINSULA DE PARIA

ASOCIACIÓN ÍGNEO-METAMÓRFICA EL MANGO-DOÑA JUANA:

González de Juana y otros (1.972) designaron con este nombre al conjunto de rocas formadas por granito, orto-gneises, migmatitas y para-gneises con desarrollo de hornfels que aflora en los alrededordes del caserío El Mango y en la Quebrada doña Juana, localizados a unos l0 Km al NE de Guiria, del Estado Sucre, intrusivos en la Formación Macuro ocupando un área aproximada

de 13 Km^2. Dentro del granito se presentan xenolitos de calizas parecidas a la Caliza de La Horqueta y de esquistos cuarzo-micáceos-cloríticos de la Formación Macuro, al Norte de El Mango. **Santamaría (1.972)** determinó una edad de 128 ± 11 Ma por el método K/Ar en hornblenda y de 81 ± 4 Ma en muscovita.

GNEIS DE EL DRAGÓN

Este nombre fue acuñado por Kugler (1956) en la Boca de Dragos entre Venezuela **y** Trinidad y consiste de una gruesa intercalación de gneises dentro de la Formación Macuro, aflorante desde la ensenada del Obispo hasta la playa de los Cocos. **Navarro (1.974**) realizó estudios geoquímicos de rocas del Gneis del Dragón y rocas de El Mango-Doña Juana, determinando que ambos cuerpos son correlacionables en composición química. Kugler (1.972) publicó una edad inaceptable de 230 ± 100 Ma determinada por el método de Rb/Sr.

ROCAS ULTRAMÁFICAS

González de Juana y Muñoz (1.975) describen una serie de cuerpos ultramáficos que afloran en la costa norte de la Península de Paría desde Punta Muro al Oeste hasta Guasa el este de Punta Tolete y en la región de Carúpano desde el morro La Esmeralda al oeste hasta San Juan de las Galdonas, en algunas localidades asociadas a las volcánicas de El Copey. Las principales asociaciones son localizadas en **(Figura N 21): Punta Tolete, Las Hamacas-Río Las Pavas, La Pavita, Punta Muro y Cabo Tres Puntas. En Punta Tolete** sills de serpentinitas intrusionan concordantemente esquistos cuarzo-micáceos-grafitosos de la Formación Uquire. En Las Hamacas se registran las principales masas ultramáficas de la Península de Paria, de 3 Km de largo por unos 500 m de ancho, de serpentinitas intrusivas en esquistos grafitosos de la Formación Uquire. En la ensenada de La Pavita, los sills de serpentinitas presenantan bordes basálticos anfibolitizados. En Cabo Tres Puntas afloran serpentinitas, asociadas a escasas piroxenitas y rocas brechadas, rocas meta-volcánicas y esquistos grafitosos separados de la Formación Uquire por falla. Algunas de estas metavolcánicas exhiben pequeñas cantidades de glaucofano con lo cual rocas de asociación ofiolítica estarían mezcladas (“mélanges”) con rocas trasladadas tectónicamente a ambientes de subducción. En Carúpano el cuerpo más importante de serpentinitas está representado por el Morro de **La Esmeralda**, localizado 25 Kms al Oeste de Carúpano.

GRANITOS JÓVENES INTRUSIVOS EN LA FORMACIÓN TUNAPUI AL SUR DE CARÚPANO

Como se relacionò anteriormente, en el área del Río Rivilla, Cerro Gran Pobre y quebrada Curí afloran una serie de cuerpos subvolcánicos de composición dacítico-riolítica o granítica, de edad 5 Ma por K/Ar, intrusivos en la Formación Tinapui, diferenciados en dos tipos: 1) Pórfidos de granito o dacítico-riolíticos y 2) brechas intrusivas hidrotermales, rocas relacionadas a un arco de islas de las Antillas Menores, en su lado cercano y que mira al continente.

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE EN LA ISLA DE MARGARITA

La Isla de Margarita (IM) se puede dividir en dos regiones: Margarita Oriental y la Península de Macanao en la parte occidental, separadas por el istmo de La Restinga. En Margarita Oriental

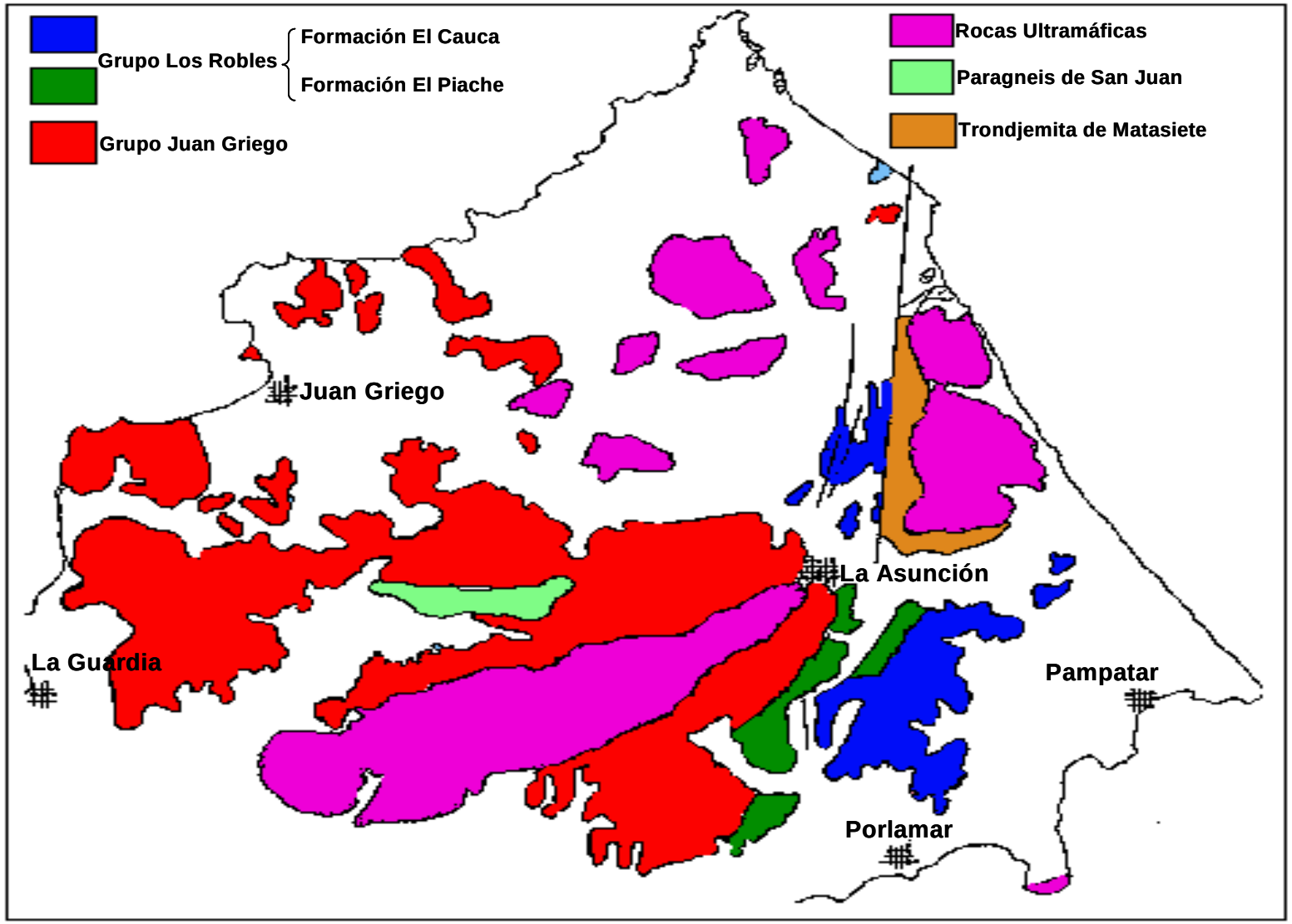
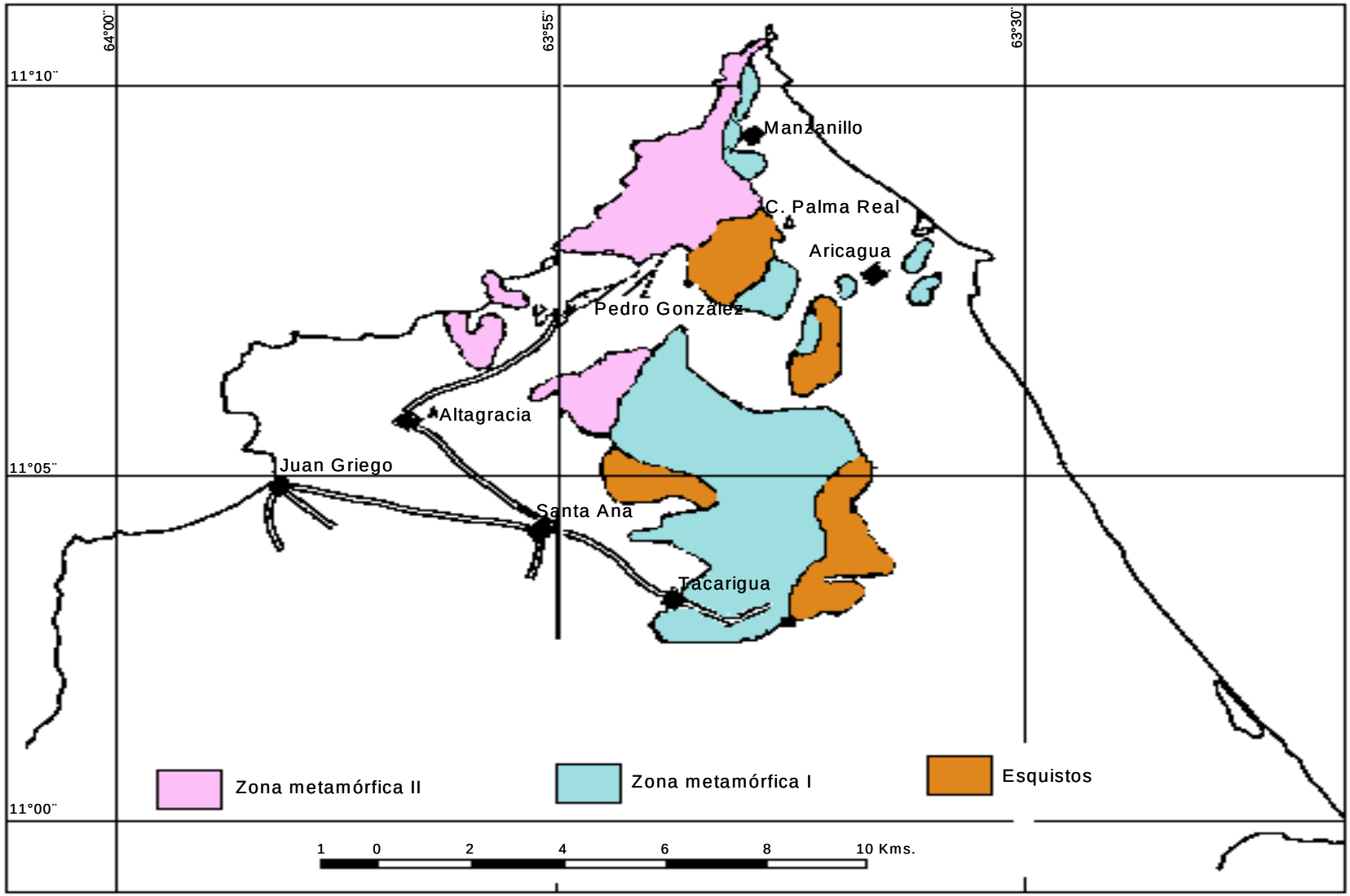


Figura Nro. 22. Mapa geológico simplificado de los afloramientos de los grupos Los Robles y Juan Griego

(tomado de González de Juana y otros, 1.980)

Figura Nro. 23. Zonas de afloramientos del Grupo La Rinconada, Margarita Oriental (tomado de Maresch, 1973)



(Figura N 22), la secuencia metamórfica consiste de esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos que infrayacen a esquistos cuarzo-micáceos-granatíferos y localmente a esquistos grafitosos (Grupo Juan Griego). Entre la sección feldespática y la no feldespática se encuentran anfibolitas y eclogitas (Formación o Grupo La Rinconada) con numerosos cuerpos ultramáficos y algunos gneises trondjemíticos (Matasiete, etc.). Por encima de los esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos de Juan Griego se encuentran esquistos de bajo grado metamórfico y mármoles (Formación Los Robles). En Macanao aparece una secuencia similar.

GRUPO LA RINCONADA

Las rocas verdes de Paraguachí fueron designadas sucesivamente como **División de Rocas Verdes** (Hess y Maxwell, 1949;), **Anfibolita de Paraguachì** (**Taylor, 1960**), **Grupo de los Esquistos Verdes** (Jam y Méndez, 1962**), Grupo La Rinconada** (**Maresch, 1973**) y **Complejo de Paraguachí (Navarro1988**). **Chevalier y otros (1985) y Bellizzia (1986**) propusieron que el Grupo Los Robles y La Rinconada representaban un **complejo ofiolitico metamorfizado**. Esta **Napa de la Franja Costera-Margarita** se emplazò sobre el para-autoctono Grupo Juan Griego perteneciente a la **Napa de la Cordillera de La Costa**. **Macsotay y otros (1977 c)** proponen los siguientes cambios toponímicos:

Unidades Litoestratigráficas Anteriores	Unidades Litodémicas o actualizadas
Grupo Juan Griego	Asociación Metamòrfica Juan Griego
Grupo Los Robles	Complejo Ígneo-Metamòrfico Los Robles
Anfibolita o Grupo Paraguachi	Anfibolita de Paraguachì, dependiente del CIMLR

Macsotay y otros (1.977 c) reconocen dos eventos principales metamòrficos, uno de edad Juràsico Medio a Cretácico Temprano donde se produjo subducción de corteza oceánica debajo de la margen Norte de Sudamérica, con la producción de eclogitas. El segundo evento se atribuye a una colisión de un arco de islas con el borde Norte de Sudamérica durante el Cretácico Superior, con intrusiones de trondjemitas, como la de Paraguaychoa y la de Matasiete de edad K/Ar cercana a los 70-80 Ma.

La unidad feldespàtica de Macanao se encuentra en contacto de sobrecorrimiento sobre los esquistos granatìferos y meta-trondjemitas de la Asociación Metamòrfica Juan Griego y no en contacto transicional concordante como fuè sugerido por **Vignali (1979**). Ello parece sorprendente que la unidad feldespàtica que es la parte inferior de la AMJG esté sobrecorrida sobre la parte superior no feldespàtica. Esto se denomina el **Klippe de Guaraguao** y posiblemente tuvo lugar en el Paleoceno. En la **Napa de Macanao** afloran una serie de diques basálticos toleiticos, que intrusionan las rocas volcánicas de Los Frailes, pero que no cortan a las rocas turbiditicas de edad Eoceno. Diques de lamprofiro odinita, de diabasa alterada y de diorita augitica fueron alterados hidrotermales durante el post-Eoceno Medio.

El **Grupo La Rinconada**, de 1500 m a màs de 3000 m de espesor, está constituido por gneises anfiboliticos y eclogiticos y esquistos micàceos carbonáceos, con intrusiones locales de cuerpos masivos de eclogitas anfiboliticas y anfibolitas. **Maresch (1973)** distinguiò en el grupo dos zonas metamòrficas, a las que denominò **Zona Metamòrfica I**, al Sur, sin piroxeno sódico, y **Zona**

Metamòrfica II, al Norte, **con piroxeno sódico**. El limite entre ambas zonas se extiende desde el Cerro Palma Real hasta un punto intermedio en la ruta entre Altagracia y Santa Ana.

En la **Zona Metamòrfica I** se observan tres tipos de gneises de colores azul obscuro con capas o banditas delgadas amarillento verdoso pistacho, ricas en epidoto: gnesis anfibòliticos, bien foliados, de color verde azulado brillante, equigranulares de grano fino (los màs abundantes regionalmente), gneises con porfiroblastos de albita y gneises bandeados anfibólico-epidòticos.

En la Zona Metamòrfica II, el metamorfismo es mayor, los gneises son màs bandeados, de grano màs grueso (1 a 1.5 mm) y presentan más porfiroblastos de albita y mica blanca **paragonita** que los gneises de la zona anterior. Las bandas verdes delgadas son ricas en piroxeno sòdico **(onfacita**). Dentro de estos gneises se incluyen en forma de capas masivas intrusivas o sills de eclogitas paragonitico-anfibóliticas, anfibolitas y anfibolitas granatiferas. Estas rocas eclogiticas son de color verde obscuro y estan compuestas de piroxeno sòdico, granate, anfibol de color azùl-verdoso, paragonita en cristales de hasta 1 cm de diámetro y minerales accesorios y secundarios. El piroxeno sòdico puede presentarse alterado a clorita y epidoto. El conjunto mineralògico de las eclogitas paragonitico-anfiboliticas lo forman piroxeno sòdico (onfacita), anfibol sub-calcico (**barroisita y carinthina**), paragonita, epidoto, albita y como accesorios cuarzo, esfena y sulfuros.

Los esquistos micàceo-carbonosos afloran dispersos dentro de los gneises anfiboliticos, como capas concordantes de 10 a 20 m de espesor y de extensión limitada.

La **secuencia ultramàfica** se presenta en enormes masas que en Margarita forman los cerros de Santa Helena, Copey, Cerro Grande, Matasiete-Guayamurì, Las Micas, Cerro Chico y otros. Peridotitas serpentinizadas han sido descritas en los cerros Tragaplata, La Loma, Punta Manzanillo, Loma de Guerra, Cerro Grande y Copey. En Cerro Chico, las peridotitas son pobres en piroxeno y han sido clasificadas como dunitas. Piroxenitas en diques desde 50 cm a 1000 m de ancho se encuentran asociadas a las peridotitas. Estas rocas fueron plegadas y metamorfizadas, conjuntamente con algunos gneises, a la facies de esquistos azules-eclogita/anfibolita, con metamorfismo retrógrado esquistos verdes como lo sugiere la alteración de anfibol azul a biotita y clorita. En efecto, **Navarro (1989, 1997)** concluye que estos gneises anfiboliticos y eclogiticos del Complejo de Paraguachi (Grupo La Rinconada) originalmente fueron metamorfizados en una zona de subducción a condiciones de relativamente altas P/T y posteriormente sufrieron metamorfismo regresivo a la facies anfibolita-epidoto y localmente a la facies de los esquistos verdes.

Productos de alteración de estas rocas originan depósitos de talco y magnesita de moderado a bajo valor económico. Meta-gabros de este Complejo de Paraguachí han sido descritos en morro de El Palmar, Playa El Agua y en el Cerro Santa Ana. Son rocas màs claras, con abundante plagioclasa, piroxenos y anfíboles asi como clorita, mica blanca, zoicita, actinolita y neoplagioclasa. Estas rocas pasan progresivamente a anfibolitas.

Las **verdaderas eclogitas** afloran en el Cerro El Maco y estan compuestas de onfacita de color verdoso y granates milimétricos. Rocas eclogiticas tipo El Maco tambièn afloran al norte del pueblo San Francisco **(Navarro, 1974**) en la Península de Macanao. **Chevalier (1.987)** menciona edades K-Ar en paragonitas y K-Ar en anfiboles, de 84.65 ± 4.23 Ma para eclogitas y de 79.33 ± 3.97 Ma para anfibolitas. Sin embargo Chevalier interpretò estas edades como las correspondientes al metamorfismo y no como edades de formación de esas rocas, cuyos origenes los postulò de edad

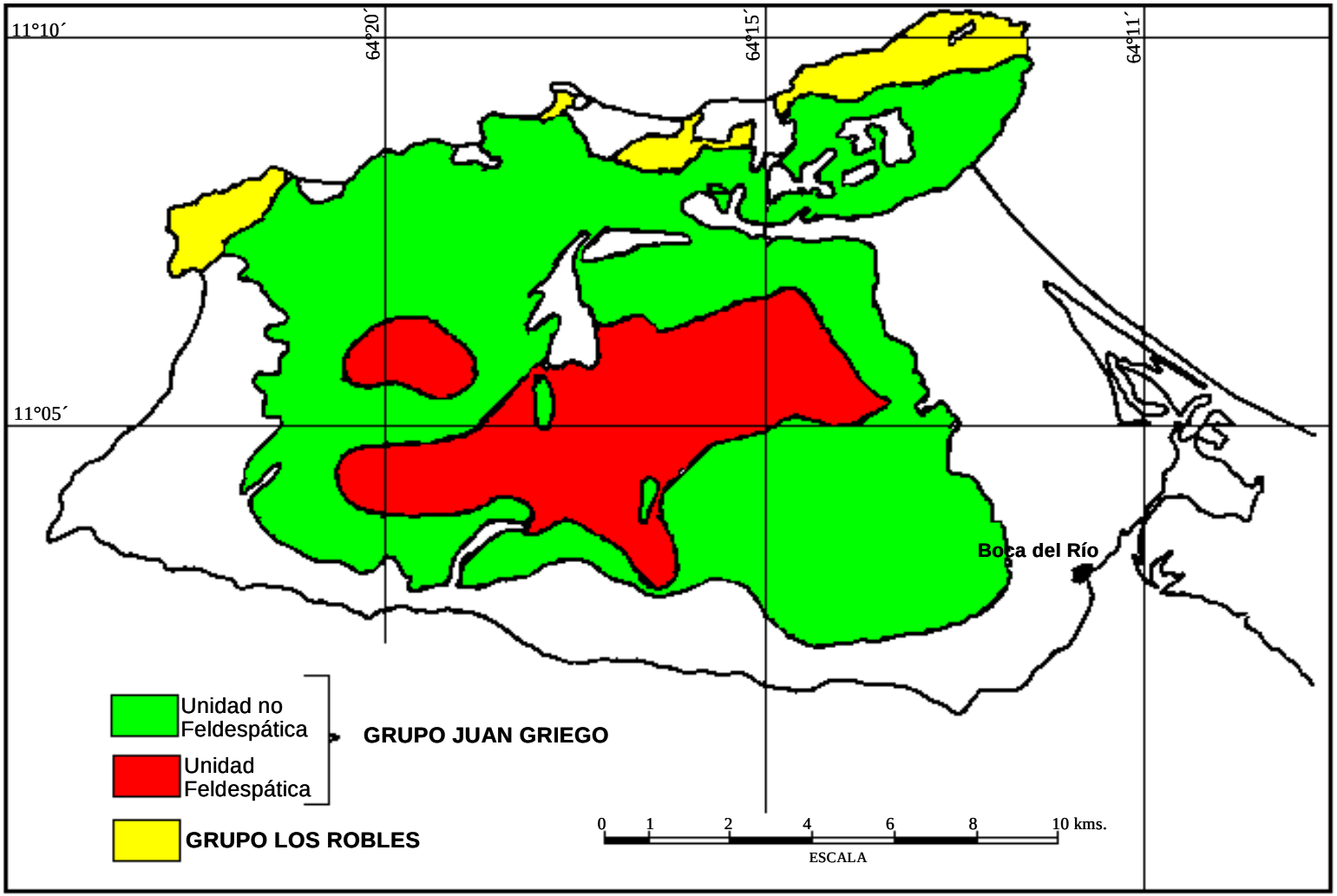


Figura Nro. 24. Mapa Geológico simplificado de la Península de Macanao, Margarita Occidental
(tomado de González de Juana y otros, 1.980)

Figura Nro. 1. Mapa de Localización de muestras.

UNIDAD I. Rocas eclogíticas en afloramientos continuos
UNIDAD II. Rocas eclogíticas como bloques o "boudines" dentro del Grupo Juan Griego

EQUILIBRIO GRANATE - CLINOPIROXENO

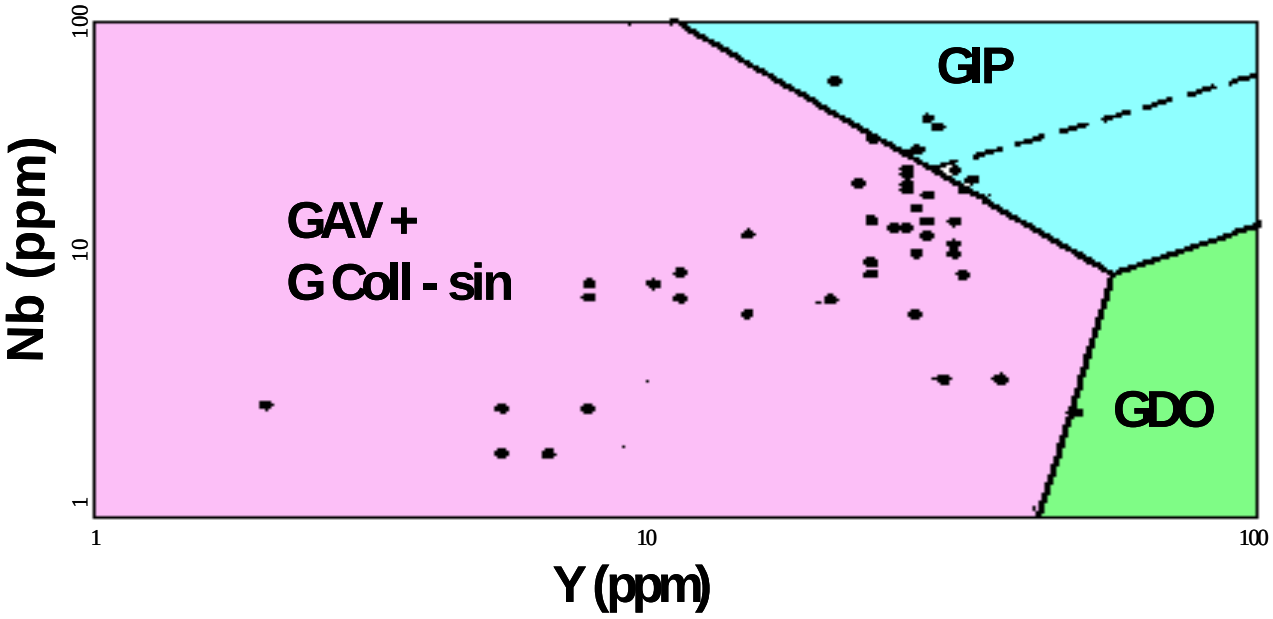
Figura Nro. 25. Mapa de localización de muestras de rocas eclogíticas externas, tipo I, y de eclogitas localizadas, bloques boudines, etc., tipo II, en la isla de Margarita. Equilibrio Granate - Clinopiroxeno (tomado de Navarro, 1997).

Jurásico Medio a Tardío para el volcanismo basáltico y una edad Cretácico Temprano para los plutones graniticos.

Intrusivos en este Complejo Ofiolitico de Paraguachí afloran **rocas trondjemiticas de Matasiete, Guayacán, El Salado y Cerro Boquerón.** Sin embargo algunos autores (**Bellizzia, 1.975**) interpretaron a estas rocas graníticas como parte del complejo ofiolitico, originado en una cuenca detrás del arco de islas y las postularon como **plagiograniticos. Navarro (1.997**) en bases a diagramas geoquimicos mostrò que estas rocas se formaron en un ambiente de arco de islas y las denominó **leucotonalitas**. Para el presente autor ambas cosas parecen ser ciertas, o sea que son plagiogranitos originados como parte de un complejo ofiolitico en ambiente de arco de islas.

El uso inapropiado del concepto de **cinturones metamòrficos apareados de Miyashiro (1.972)** de alta P y baja T del lado oceánico en la subducción y de alta T y baja P del lado del arco magmàticocondujo a algunos autores localmente a postular el que las rocas eclogiticas y eclogitas anfiboliticas de La Rinconada corresponden al cinturón de alta P y baja temperatura, lo cual parecece correcto, y que los esquistos carbonàceos y esquistos verdes pertenecen al cinturón de alta T baja P, lo cual es incorrecto. Estas rocas forman parte de lo que **Stephan y otros (1980**) denominaron la **Napa Ofiolitica Costera-Margarita**. En efecto, para el autor de este resumen, por las relaciones de campo observadas asi como por lo descrito en la literatura es de la opinión que estas rocas representan parte de un gran **Mélange Ofiolitico Complejo de Paraguachí**. El MOCDP incluye sedimentos de cuenca pelàgica de circulación restringida, (esquistos pelitico carbonàceos) corteza oceánica ofiolitica sometida a subducción (eclogitas y eclogitas anfiboliticas), trondjemitas de arcos de islas y ofiolitas desarrolladas en la cuenca detrás del arco de islas, con escasos sedimentos y pocas rocas ultramàficas peridotiticas, piroxeniticas, gabroides y basálticas sometidas a subducciòn, colisión y obducción. De esta forma puede explicarse el encontrar gabros y piroxenitas con “layering” o estratificación (parte de una ofiolita) próximos y hasta en contacto con rocas eclogiticas, que al menos representan corteza oceánica hundida a gran P y moderada T y esquistos carbonáceos y esquistos cloriticos, de baja P, baja T, mezclados con rocas verdes como parte del mélange acrecional/obductivo. Asi pues este MOCDP representa rocas formadas en ambientes muy diversos, sometidas a condiciones muy distintas de P/T, acrecionadas/obductadas unas a otras por traslados tectónicos contra y hacia un arco de islas cuyo núcleo era trondjemitico. Tal tectonismo acrecional/obtuctivo debió ocurrir en tiempos post-Cretácico Superior.

Maresch (1.973) interpretó que las rocas del Grupo La Rinconada se formaron en una zona de sutura de borde de placa. Vignali (1.976) considera al GLR como alóctono, como una cuña tectónica u olistotromo entre las partes inferior y media del Grupo Juan Griego. **Navarro (1.976**) postuló que las eclogitas son el producto de politectonismo cuyas condiciones originales fueron equivalentes a la de la facies de esquistos azules y las finales son equivalentes a las de las facies de la anfibolita. Navarro (1.997) distingue **dos tipos de eclogitas (Figura N 25): Unidad I** de rocas eclogíticas en afloramientos continuos y **Unidad II** de rocas eclogíticas que aparecen como bloques o boudines dentro del Grupo Juan Griego. Las rocas eclogíticas de la Unidad I varían composicionalmente desde eclogitas sensus estricto a anfibolitas granatíferas y anfibolitas, conteniendo distintivamente todas ellas una mica blanca que varía entre fengita y paragonita, están bien foliadas y contienen, a nivel de afloramientos, bandas leucocráticas de composición tonalítica a trondjemítica similares a los gneises de Guayacán. Las rocas eclogíticas de la Unidad II varían de composición y son comunes en Paraguaychoa y Macanao y pueden tener fuentes y orígenes diversos.



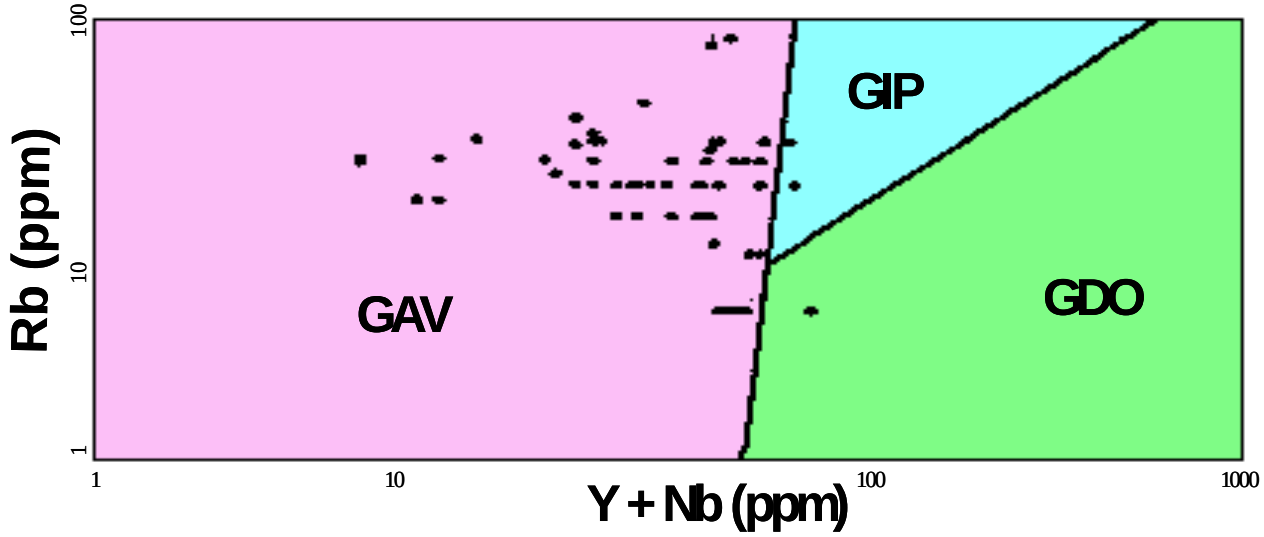


Figura Nro. 26. Diagramas Rb versus Y + Nb y Nb versus Y. GIP, GDO y GAV representan los campos correspondientes a los granitos intra-placa, de ridge oceánico y de arco de islas, respectivamente (tomado de Navarro, 1.997)

Navarro (1.997) estudió tambièn el equilibrio entre granate y clinopiroxeno, basado en la distribución entre fases coexistentes de Fe2+ y Mg2+, estableciendo las condiciones de P y T a las que estos minerales alcanzaron el equilibrio en las eclogitas, que según ese autor se sitúan en un extremo inferior de 350 ºC, 8.5 Kbs y superior de 600 ºC, 11-13 Kbs, de un metamorfismo de alta P/T correspondiente a una zona de suducción con re-equilibrio posterior a mayor temperatura. Navarro (1.974) había postulado que las rocas eclogiticas eran productos de politectonismo:

1. Lavas basálticas espilíticas con tobas asociadas y grauvacas, de zona de surco, intercaladas se formaron al comienzo de la orogenia.

2. Las lavas y tobas sometidas a alta P, baja T (esquistos azules) en una zona de subducción fueron convertidas en eclogitas ofioliticas.

3. Un evento metamórfico posterior de igual P y más alta T transformó las eclogitas típicas en eclogitas anfibolíticas: lawsonita + jadeita= paragonita + plagioclasa sódica + zoicita.

4. A igual presión alta, pero aún más alta T, se producen las eclogitas cianiticas: lawsonita + temperatura = cianita + zoicita + cuarzo.

5. Finalmente por un tercer evento tectonometamórfico, a más baja P,T, aunque la presión de agua fue mayor, se producen a partir de las eclogitas, regresivamente, anfibolitas: granate + clinopiroxeno = plagioclasa + anfibol. Este evento debió producirse hacia el Cretácico más Tardìo. La edad de este metamorfismo fue determinado por **Olmeta (1.972**) por K/Ar en trondjemitas de Matasiete como de 71 ± 5 Ma, pero la edad de formación de estas rocas debió ser de 114 Ma por U-Pb en circones (**Kluger y otros, 1.992).**

GRUPO JUAN GRIEGO

El GJG (**Hess y Maxwell, 1.949**) se extiende como una faja irregular de los accesos occidentales de la Asunción hasta el cerro La Guardia y Punta María Libre, al sur de Juan Griego. Otros afloramientos se localizan entre San Antonio y el Valle del Espiritu Santo, bordeando el Macizo de El Copey. El GJG aflora tambièn en las Tetas de Marìa Guevara, al sur de La Restinga y en Macanao, Estado Nueva Esparta donde cubre la mayor parte de la zona montañosa.

El GJG fue redefinido y dividido en dos miembros por **González de Juana y Vignali (1.972**): una unidad feldespática en la base y una no feldespática en el tope. La **unidad feldespática** se caracteriza por la presencia de esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos-micáceos y cuarcitas feldespáticas y la **unidad no feldespática** consiste de esquistos cuarzo-micáceos, esquistos cuarzo-micáceos-granatíferos y cuarcitas delgadas intercaladas hacia el tope con mármoles que pasan gradual y concordantemente a la suprayacente Formación El Piache. Quizás por ello **Chevalier (1.987)** dividiò el GJG en cuatro unidades, de las cuales la unidad superior son los Mármoles de El Piache, considerados antes como Formación El Piache del Grupo Los Frailes. El mejor contacto entre estas dos unidades feldespàticas y no feldespàticas, se puede observar en la parte NE del Cerro La Galera, al norte de la Bahia de Juan Griego.

En orden subyacente a los **Mármoles de El Piache** siguen esquistos grafitosos y micaesquistos granatiferos, seguidos hacia abajo por micaesquistos carbonatados, delgadas capas de mármol y la undidad basal cuarzo feldespàtica con algunas anfibolitas derivadas del metamorfismo de tobas y lavas básicas. Se desconoce la base del GJG y no posee fósiles. Sin embargo para **Maresch 1973**) el GJG descansa transicionalmente sobre rocas básicas de Paraguachí, mientras que para **Vignali (1979)** éstas se intercalan como parte de un melànge alòctono entre las rocas del GJG, en especial hacia el contacto de la unidad feldespàtica con la unidad no feldespàtica En todo caso por ser transicional con el Grupo Los Robles de posible edad Cenomaniense entonces el GJG debe ser por lo menos de edad pre-Cenomaniense e incluso tan antiguo como Jurásico Superior, en correlación con la Formación Las Brisas de la Cordillera de La Costa. Sin embargo para **Chevalier (1.**987) los Mármoles de El Piache están cubiertos discordantemente por la Formación Los Robles o sobrecorrida por el Complejo Meta-Ofiolitico de Paraguachi. Por ello ese autor le asigna una edad Juràsico-Cretácico.

GRUPO/FORMACIÓN LOS ROBLES

González de Juana (1.968) sugirió dividir al GLR en dos unidades: la Formación El Piache y la Formación El Cauca. La **Formación El Piache** se compone de mármoles verdes cloríticos y blancos dolomíticos, filitas cuarzo-cloríticas y cuarzo-sericíticas que hacia la base de la FEP gradan a esquistos cuarzo-micáceo-grafitosos idénticos a los del Grupo Juan Griego. La FEP además de aflorar en el cerro del mismo nombre lo hace en el Morro de Porlamar y en la parte sureste de las Tetas de María Guevara, asociada en estas dos últimas localidades a meta-gabros y serpentinitas. Esta FEP pasa transicional y cordantemente a la suprayacente **Formación El Cauca**, la cual aflora en los cerritos y colinas localizados entre Porlamar, Atamo y Los Robles y se compone de dos unidades: una inferior pelítica, de filitas cuarzo-sericítico-clorítica y la superior, samítica, que está formada por esquistos cuarzo-micáceo-cloríticos, cuarcitas epidóticas y algunos meta-conglomerados cuarzo-albíticos. La FEC está discordantemente cubierta por aluviones y sedimentos recientes.

Sin embargo, el **Léxico Estratigráfico de Venezuela (1.997)**, invalidó el Grupo Los Robles de Hess y Maxwell (1949) y como fuè dividido por González de Juana (1.968, 1980) excluyendo del mismo a la marmórea Formación El Piache y dejando solo la antigua Formación El Cauca, bajo el nombre ahora de **Formación Los Robles,** con buenos afloramientos en Fila El Cauca, al este de la carretera Porlamar-Guatamare. La FLR aflora tambièn en el flanco occidental del Cerro Matasiete y en el sector meridional de las Tetas de Marìa Guevara. Litològicamente es una secuencia pelitica representada por filitas cuarzo-sericitico-cloriticas, cambiando a una secuencia samitica hacia la parte superior con esquistos cuarzo-micàceo-cloriticos, cuarcitas micàceo-cloriticas y meta-conglomerados cuarzo-albiticos. Tal como lo observò **González de Juana (1968**) las rocas de El Cauca son concordantes y transicionales con las rocas marmóreas de El Piache. Otros autores señalan un contacto discordante con rocas del Grupo Juan Griego y/o que estan en contacto sobrecorrido con rocas del Complejo Meta-Ofiolitico de Paraguachi.

En base a escasos fòsiles encontrados en rocas calcáreas, *Hebergella sp.*, se la considera de edad Cretácico Medio a Tardìo. Estas rocas se debieron formar en ambientes plataformales de un borde continental pasivo.

ROCAS IGNEAS DE LA ISLA DE MARGARITA

Rocas eclogíticas (ya tratadas)

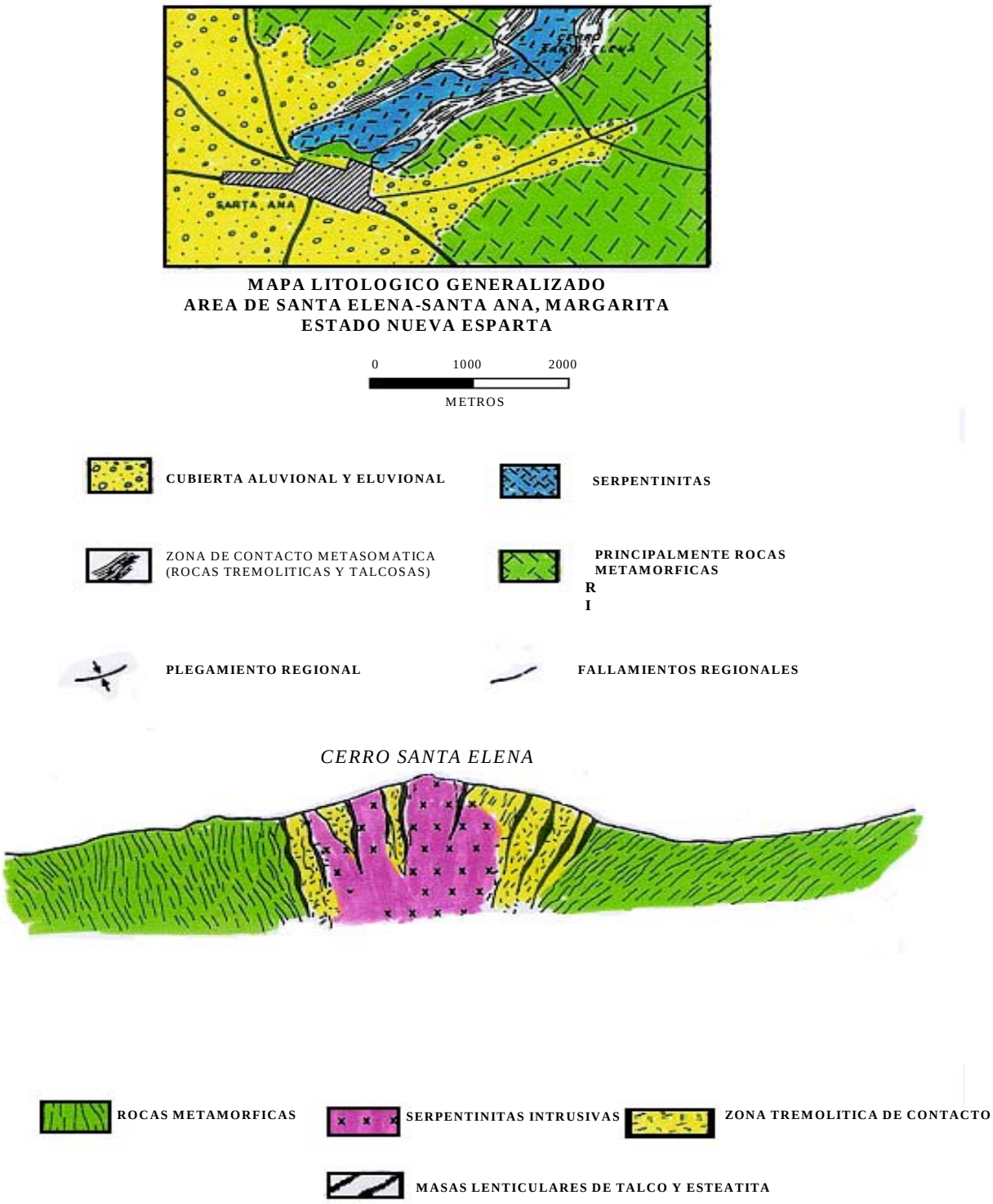


Figura Nro. 27. Depositos de talco de Santa Elena, Isla de Margarita
(Tomado de Rodrìguez, 1.989)

TRONDJEMITA DE MATASIETE

La TDM fue definida por **Maresch (1.973**) y aflora en los cerros Matasiete y Guayamurí y en los cabos El Tirano, Cabo Blanco y Punta Montadero y hacia el sur en los cerritos de Agua de Vaca y La Sabana. La TDM se compone de 70% de oligoclasa, 25% de cuarzo, 5 % de epidoto, muscovita, anfibol y clorita. Olmeta (1968) determinó la edad del metamorfismo por K/Ar en 71 ± 5 Ma y para **Kluger y otros (1.992**) la edad de origen es de 114 Ma determinada por U-Pb en circones. Estudios goequímicos realizados por **Navarro (1.997**) le permitieron postular que estas rocas se formaron en un ambiente próximo a/o en un arco de islas en el Aptiense-Albiense conforme a los diagramas Nb-Y; Rb-Nb+Y; Rb-Si02;Y-Si02 y Nb-Si02 **(Figura N 26).**

GNEIS DE GUAYACÁN

El GDG fue definido por **Maresch (1.973**) como gneises félsicos que afloran a lo largo de la costa norte de la Isla de Margarita, cerca del pueblo de Guayacán y en numerosos afloramientos menores dispersos en toda la zona de afloramientos del Grupo La Rinconada. Mineralógicamente se compone de cuarzo y albita con cantidades importantes de muscovita, epidoto y clorita. **Santamaría y Schubert (1974**) reportan una edad de 70 ± 6 Ma por el método de K/Ar en hornblenda para el GDG que coincide con la edad del clímax metamórfico de fines del Cretácico Superior.

GRANITO DE EL SALADO

El GES fue definido por **Maresch (1.973**) como una roca de composición granítica, cizallada, que aflora al noroeste del pueblo El Salado, al Oeste de Tacarigua y en el flanco sur del Cerro de Santa Elena **(Figura N 27).** Estas rocas contienen mucho más feldespato potásico que las denominadas trondjemitas.

ROCAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

En toda la Isla de Margarita, pero especialmente en su parte oriental, afloran rocas ultramáficas, que en orden de abundancia son serpentinitas cizalladas, serpentinitas masivas, serpentinitas foliadas, peridotita serpentinizada, piroxenita serpentinizada y serpentinita de veta. Entre los afloramientos de mayor tamaño se mencionan un sill que ocupa el tope del macizo central de **El Copey**. Otra masa de rocas ultramàficas corona los cerros de **Matasiete, Guayamurí y El Chico** al norte de La Rinconada. Las piroxenitas se asocian con otros tipos de rocas ultramáficas y con rocas del Grupo La Rinconada. En general el contacto entre las rocas ultramáficas y las rocas circundantes están representados por zonas de alteración de ambos tipos de roca, como en la **Zona de Cizallamiento de Manzanillo** y en la peridotita de Cerro Chico. Uno de los productos de meteorización de las rocas ultramáficas es la magnesita. Existen varios depósitos de **magnesita** en la Isla de Margarita pero los estudiados hasta ahora han resultado ser poco económicos, siendo los más importantes **Cerro Loma de Guerra** y de menor importancia los depósitos localizados cerca de Pedro González.

Las **rocas gabroides** asociados a serpentinitas afloran en **El Maguey, Punta La Muerta y La Auyama**. Cuerpos aislados de serpentinita en la costa norte son Punta Tunar, La Pared y La Carmela

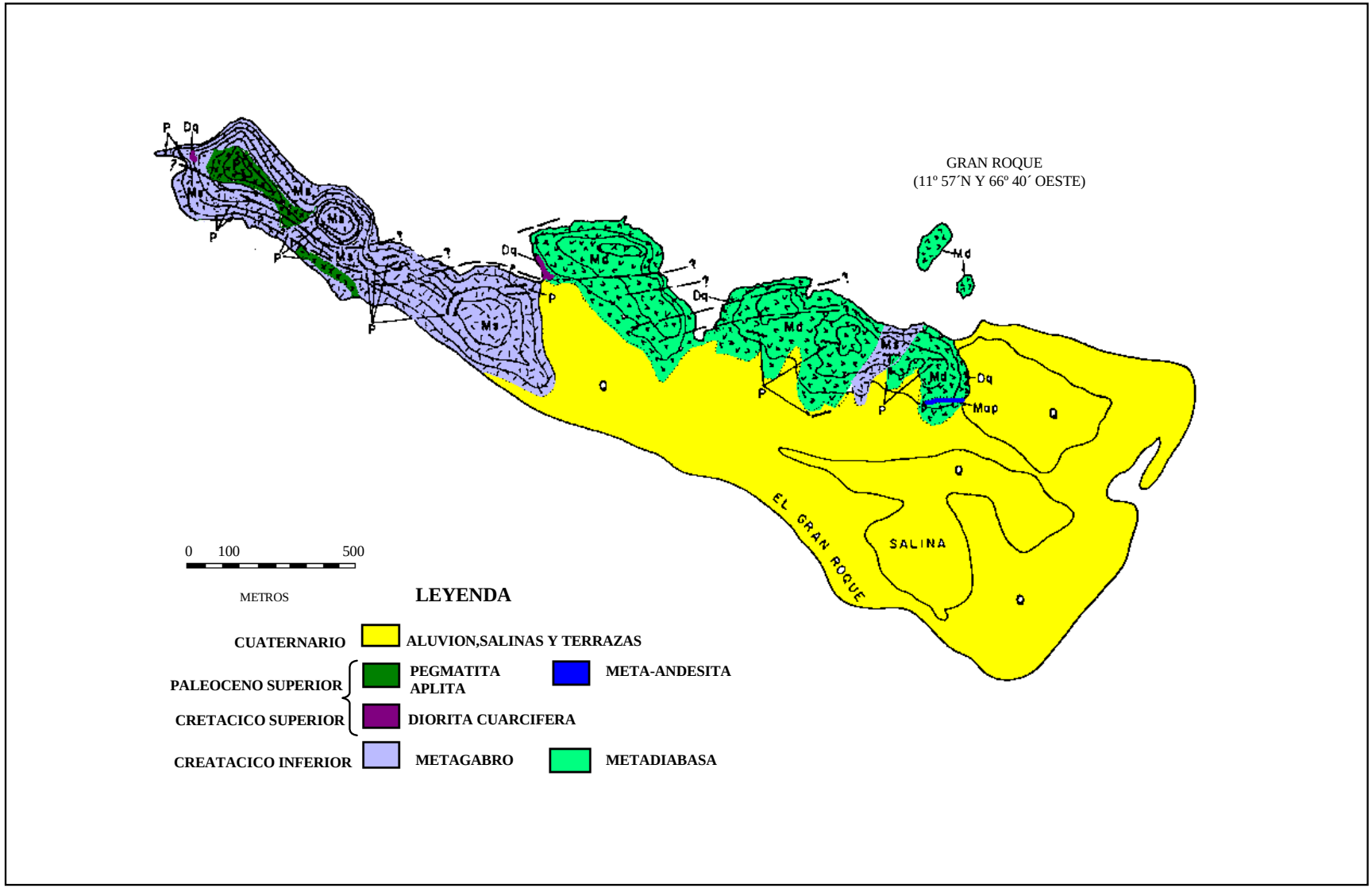


Figura Nro. 28. **Mapa geológico de la Isla Gran Roque** (tomado de Schubert y Moticska, 1.972)

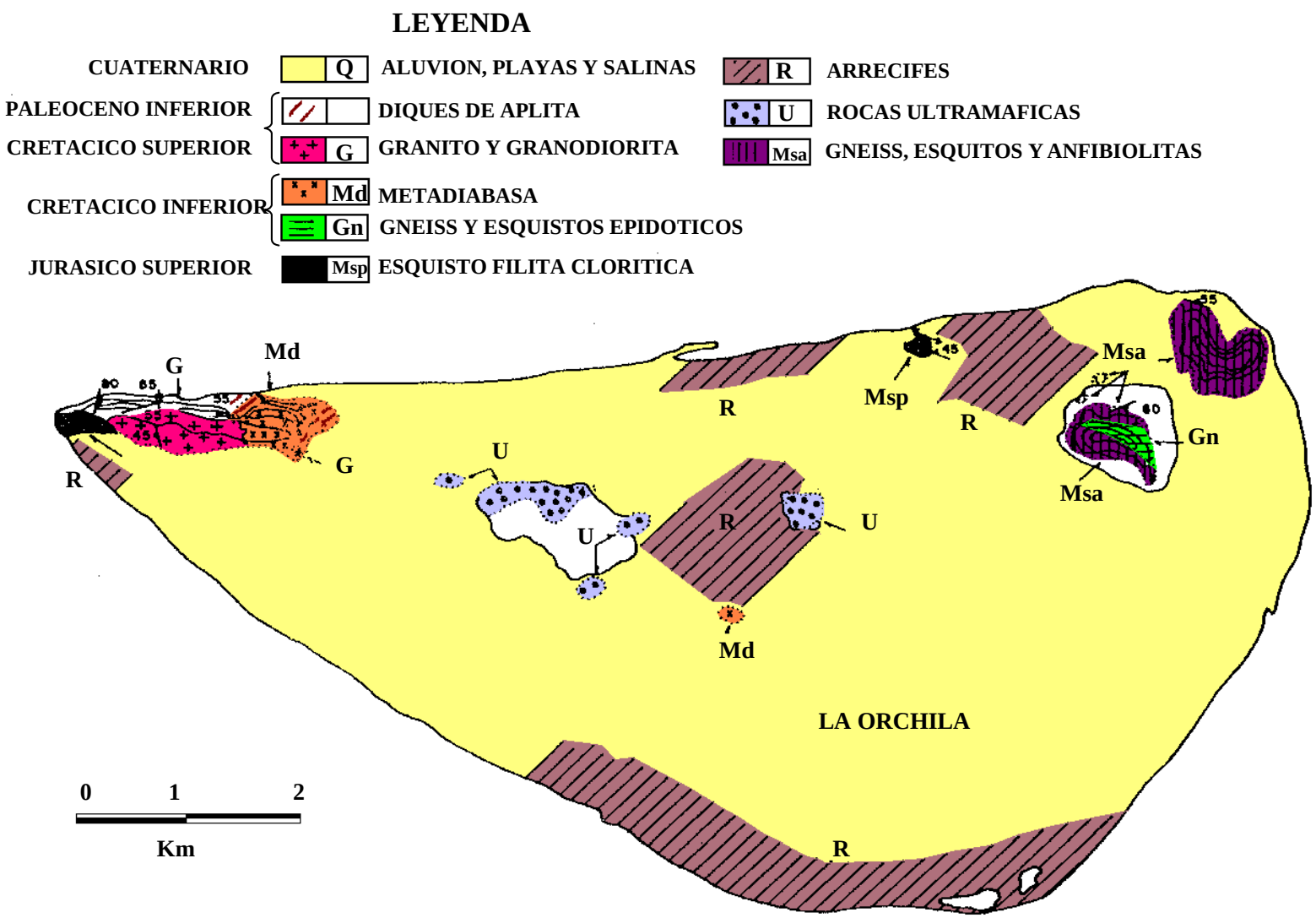


Figura Nro. 29. Mapa de afloramientos de rocas metamórficas de la Orchila (tomado de Schubert y Moticska, 1.972)

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE EN LAS ISLAS VENEZOLANAS

La plataforma continental de Venezuela septentrional suprayace a un complejo ígneo-metamórfico el cual aflora en las islas venezolanas en el Mar Caribe. Las islas más importantes son las siguientes: **Los Monjes, Los Roques, La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos, Los Frailes y Los Testigos**. **Santamaría y Shubert (1.974**) en base a estudios geoquímicos dividen las rocas ígneas en dos series: una serie calcoalcalina, consistente de diorita cuarcífera, granodiorita, trondjemita y granito y una serie toleitica oceánica, compuesta de gabro, diabasa, lámprofido y orto-anfibolita. Edades K/Ar para la serie toleítica, la más antigua, es de 130-114 Ma y la edad de la serie calcoalcalina oscila entre los 30 y los 84 Ma.

ARCHIPIÉLAGO LOS MONJES

El ALM está constituido por nueve islas que se localizan frente a la Goajira Colombiana y que se conocen como Monjes del Sur, Monjes del Este y Monjes del Norte. Litológicamente, (**Bellizzia y otros, 1969**) se compone de orto-anfibolitas, de grano grueso, gabroides de grano fino y basàlticas con una intrusión de gabro cuarcitico-hornablèndico en los Monjes del Norte. Determinaciones radiomètricas (**Santa María y Schubert, 1.974**) por K-Ar en hornblenda y roca total dieron valores de 116 ± 13 Ma y 114 ± 12 Ma, respectivamente. Estas rocas no son correlacionables con las rocas de las otras islas venezolanas y parece representar la asociación litològica de más alto grado y quizás más antigua del Caribe venezolano.

ISLA EL GRAN ROQUE

La IEGR se localiza a unos 150 Km al NE de La Guaira y se compone según **Schubert y Moticska (1.972)** de un complejo ígneo-metamórfico **(Figura N 28),** formado por un macizo de metadiabasas y un macizo de metagabros, intrusionados por pequeños cuerpos de dioritas cuarcíferas, diques y vetas de aplitas graníticas alcalinas, pegmatitas y meta-andesitas. Esta asociación litològica puede ser parte de un complejo ofiolitico, desarrollado en cuenca detrás del arco de islas.

ISLA LA ORCHILA

El archipiélago de La Orchila se compone de una isla mayor con rocas del basamento ígneo-metamórfico y varias islas menores de origen arrecifal y se localiza a unos 160 Km al NE de La Guaira. La isla mayor consiste de tres macizos, o Complejo Ígneo-Metamòrfico de La Orchila (de los cuales el mayor es el Cerro Walker) formados por rocas ígneas básicas, intermedias y félsicas, filitas y esquistos cloriticos, meta-diabasas, granodioritas y dioritas y los cerros centrales estan formados por serpentinitas y peridotitas. No existen determinaciones radiomètricas de estas rocas

ISLA LA BLANQUILLA

La ILB se localiza a unos 100 Km al noroeste de la isla de Margarita y en la parte NW de la

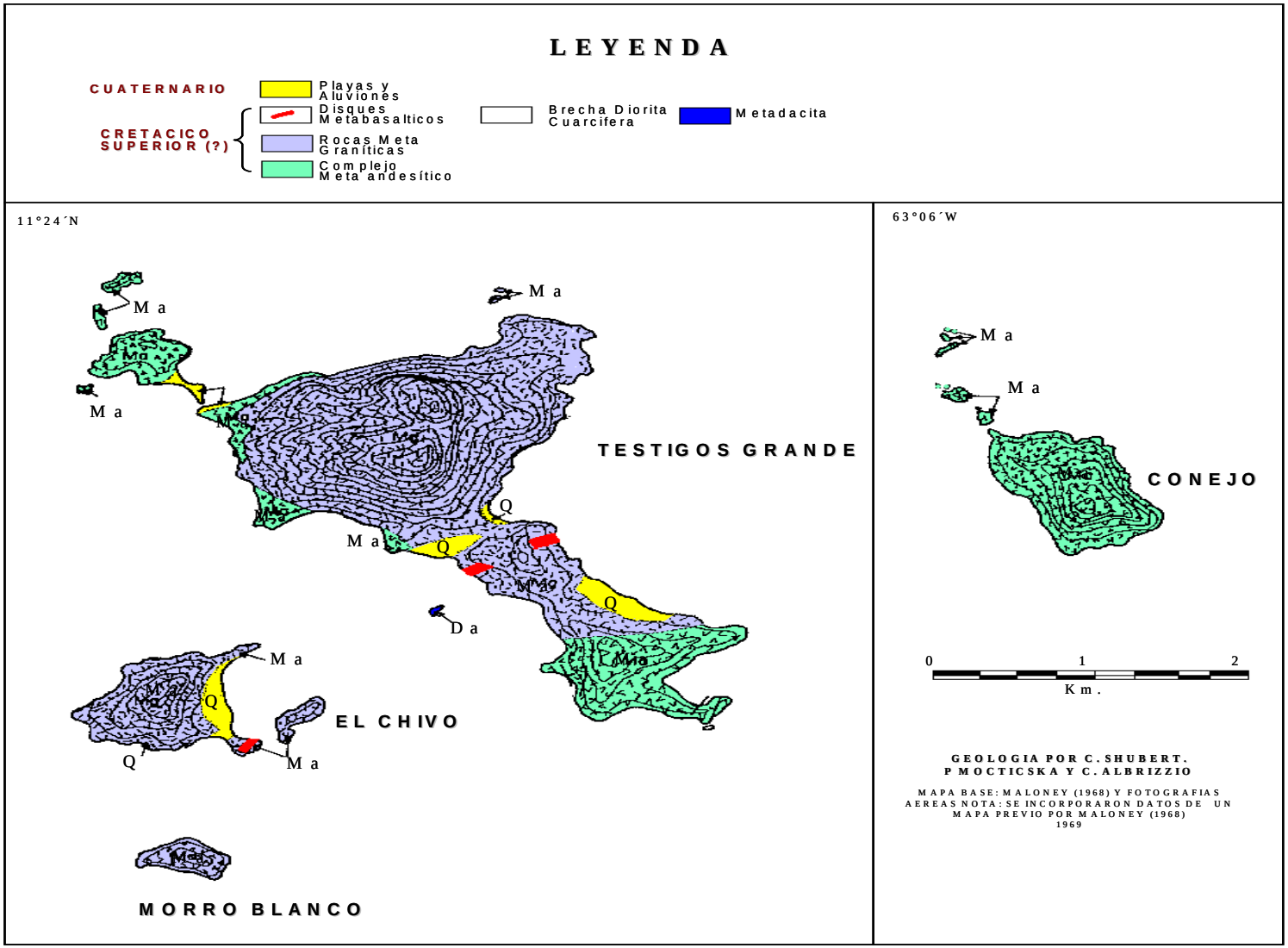


Figura Nro. 30. Mapa geológico de Los Testigos
(tomado de Schubert y Moticska, 1.973

isla aflora un batolito denominado la **Trondjemita de Garantón**, cubierto por calizas arrecifales de la **Formación La Blanquilla** de edad Pleistoceno. La FLB se puede dividir en tres niveles de terrazas coralinas: terraza 1 o Miembro Falucho, Terraza Marina 2 y Terraza Marina 3

ARCHIPIÉLAGO DE LOS HERMANOS

Este archipiélago está formado por siete islas alineadas en dirección norte-sur, que se encuentran a unos 10 Km al SE de La Blanquilla. Estas islas están mayormente compuestas por (**Schubert y Moticska, 1973)** gneises hornabléndicos tonalíticos con intrusiones de pegmatitas, anfibolitas, epidositas, esquistos y gneises epidótico-biotíticos, aflorando estos últimos en el Morro Grueso y la isla Los Morochos. Los gneises homabléndicos-tonalíticos afloran en las islas de La Horquilla y El Pico y en los Morros El Fondeadero y Chiquito. Determinaciones radiomètricas en las hornblendas de tres muestras del gneis hornablèndico por el método K-Ar **(Santamaría y Schubert, 1974)**, arrojaron edades de 71± 6 Ma y 67 ± 5 Ma. , o sea Cretácico Superior.

ARCHIPIÉLAGO DE LOS TESTIGOS

El archipiélago de Los Testigos está formado por ocho islas. La roca más abundante del complejo meta-volcánico es una **meta-andesita (Figura N 30)** que aflora en las diversas islas en forma de diques o como rocas masivas. También afloran meta-trondjemitas con 72% de plagioclasa y brechas dioríticas cuarcíferas. **Castro y Mederos (1985**) definieron el **Complejo Los Testigos** como compuesto esencialmente de **andesitas**, mayormente porfìdicas, **intrusionadas por un plutón granítico** que varía de monzodioritas a granodioritas, rodeadas de masas de rocas igneas básicas-ultramàficas (¿) alteradas o epidotizadas . ¿Representan estas rocas parte de un complejo ofiolitico? Estudios geoquìmicos, paleomagnèticos y radiomètricos màs precisos podrían ayudar a definir mejor esta asociación litológica desarrollada quizàs en tiempos post-Eoceno Medio. Edades radiomètricas (**Santamaría y Schubert, 1974**) por el método K-Ar en anfiboles y feldespatos arrojaron edades de 44 ± 4 Ma y 47 ± 6 Ma, respectivamente. Estas rocas podrían ser equivalentes a las volcánicas intrusivas en la Formación Los Frailes y a rocas de Aruba.

ARCHIPIÉLAGO DE LOS FRAILES

Este archipiélago consta de cinco pequeñas islas, cinco islotes y cayos, localizado a unos 15 Km frente a la costa nororiental de la Isla de Margarita. **Moticska (1.972**) describe dos secuencias, una de tobas volcánicas de sedimentación marina y la otra de rocas volcánicas efusivas almohadilladas e hipoabisales de la familia de los basaltos y diabasas toleíticos. En Punta Gorda, Isla de Margarita, la Formación Los Frailes se compone de intercalaciones de ftanitas con rocas volcánicas básicas efusivas y tobas básicas de sedimentación marina, que fueron intrusionados por diques subvolcànicos diabásicos. **Moticska (1.972**) correlacionó estas rocas con las de Los Testigos. Sin embargo Estas rocas podrían representar la parte superior (capa 1 y tope de la capa 2) de una ofiolita desarrollada (presencia de ftanitas, basaltos y diabasas y ausencia de andesitas) en una dorsal oceánica y la ofiolita de Los Testigos en una cuenca detrás del arco de islas. Determinaciones radiomètricas (**Santamaría y Shubert, 1974**) por K-Ar, roca total obtuvieron una edad de 66 ± 5 Ma.

AMBIENTES GEOTECTÓNICOS DEL SISTEMA CORDILLERA DEL CARIBE

De acuerdo con Giunta y otros (1.997) el margen sur de la Placa Caribe está representado por el Sistema Montañoso del Caribe (SMC) de Venezuela, Trinidad y Colombia. Este SMC se extiende por unos 1000 Km de longitud por 350 Km de ancho (250 Km de ellos en islas en el Caribe). Limita al sur con el Cratón de Guayana y representa al norte el margen sur de la Placa Caribe. El SMC ha sido progresivamente afectado y desmembrado por deformaciones y tectonismos múltiples, frágil, frágil-dúctil, relacionados a cizallaminto dextral O-E con el desarrollo de fallas transcurrentes como **las fallas de San Sebastián, El Pilar y La Victoria,** con sistemas de fallas conjugadas como **Tácata y Charallave** acompañado por rotación en el sentido de las agujas del reloj. Por esta razón el SMC aflora morfológicamente como altos y bajos, delimitados por fallas de ángulo alto tipo horst y graben.

Según **Giunta y otros (1.977) la unidad Cordillera de la Costa ha sido sobrecorrida por (Figura N 31) la Franja Costera, Caucagua-El Tinaco, Loma de Hierro, Villa de Cura y Las Hermanas**. Estas citadas unidades han sufrido politectonometamorfismo, variando desde la facies anfibolita, esquistos azules, esquistos verdes y subesquistos verdes (prenita-pumpelita). **El bloque entero SMC se sobrecorrió, a partir del Terciario Inferior, sobre el sedimentario Piedemonte sur** y hacia el norte el alineamiento de las Antillas Menores, norte de Venezuela y Trinidad concuerda con la Unidad Venezuela incluida en el SMC, con fallamientos transcurrentes y sistemas de fallas de ángulo alto. Las unidades citadas más arriba, conforme a las rocas igneas que contiene reflejan los siguientes ambientes:

Unidad Las Hermanas

Litología: lavas basandesitas, brechas, volcanoclásticas, con metamorfismo muy bajo grado (prenita-pumpelita).

Afinidad: toleítica de arcos de islas (IAT) del Cretácico Superior

Unidad Villa de Cura

La UVDC está sobrecorrida sobre la unidad Loma de Hierro

Litologías:

Formación El Carmen: metabasaltos espilíticos almohadillados

“ El Caño y El Chino: Predominio de meta-tobas con meta-lavas subordinadas

“ Santa Isabel: esquistos glaucofánicos, meta-tobas y meta-lavas bimodales, cherts metamorfismo facies esquistos azules

Tabla N 1: Análisis químicos representativos de los litotipos magmáticos del borde sur dela Plca en Venezuela (tomado de Giunta y otros, 1.998)

MAGMATISMO DE ARCO DE ISLAS

Unidad	**Dos Hermanes U. (IAT)**		**Villa de Cura U. Chacao (IAT)**				**Venezuela Islands U. (CA)**			**Margarita I**
Muestra	**103-Ba**	**135-Am**	**138-Ba**	**112-Ba**	**104-Ry**	**121-Cp**	**182-QD**	**179-RD**	**186-Gr**	**166-PB**
SiO2 (Peso %)	48,22	56,75	50,71	44,83	79,67	50,71	62,11	65,83	76,46	46,32
TiO2	1,03	0,73	0,83	0,63	0,31	0,13	0,40	0,59	0,04	0,67
Al2O3	15,85	16,36	12,44	12,51	9,98	1,01	17,65	15,81	12,78	15,11
Fe2O3 tot	10,02	7,49	10,19	10,98	1,96	6,85	4,67	3,24	0,69	8,56
MnO	0,17	0,12	0,16	0,16	0,04	0,13	0,08	0,02	0,01	0,14
MgO	7,39	3,94	10,50	13,70	0,51	23,89	2,18	1,27	0,01	15,79
CaO	9,61	7,03	8,71	10,90	1,40	15,52	7,13	2,53	0,69	6,71
Na2O	3,43	4,26	2,77	1,09	4,90	0,08	3,99	4,69	3,54	1,38
K2O	0,01	0,21	0,88	0,87	0,63	0,00	0,47	3,28	5,22	1,45
P2O5	0,09	0,10	0,24	0,14	0,01	0,09	0,36	0,73	0,07	0,10
LOI	4,15	3,01	2,56	4,06	0,76	1,59	0,94	2,01	0,49	3,79
Ni (ppm)	36	15	175	316	4	234	10	21	2	396
Cr	105	34	368	607	2	964	20	24	24	958
Nb		n.d.	n.d.				6	4	26	3
Zr	54	60	47	22	74	6	173	109	88	70
Ba	123	64	388	409	212	40	120	1256	317	609
Rb	5	11	17	22	n.d.	20	8	68	110	14
Sr	97	55	49	170	52	23	273	1054	67	139
Y	28	18	19	17	2	1	27	6	10	18
La	3	4			11			23	8	n.d.
Cc	7	10			14			50	19	n.d.

MAGMATISMO DE RIDGES OCEÁNICOS

Unidad	**Loma de Hierro U.**						**Franja Costera U.**			**Venez.1st. Basement**
Muestra	**148-Ba**	**73-Ba**	**146/A-Dn**	**144-Tr**	**65-Gb**	**142-Pd**	**151-Pd**	**153-Gb**	**78-Ba**	**178-Ba**
SiO2 (Peso %)	47,97	50,15	38,26	44,13	47,5	40,94	41,47	50,62	45,92	47,97
TiO2	1,22	1,37	0,03	0,10	0,21	0,00	0,00	0,37	1,69	1,04
Al2O3	14,05	13,46	4,00	18,06	18,10	0,47	0,67	12,42	11,43	15,29
Fe2O3 tot	9,91	8,76	7,75	6,95	5,31	7,85	5,97	4,07	10,04	11,36
MnO	0,17	0,15	0,12	0,10	0,08	0,11	0,06	0,08	0,17	0,16
MgO	9,37	9,10	35,94	15,46	11,04	41,41	39,94	14,62	8,64	8,70
CaO	10,75	10,84	2,04	8,81	12,93	0,81	0,05	14,03	14,33	12,50
Na2O	2,12	2,72	0,00	1,71	1,76	0,00	0,00	1,54	1,92	1,56
K2O	0,94	0,53	0,00	0,09	0,16	0,00	0,00	0,03	0,10	0,09
P2O5	0,17	0,15	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,05	0,13	0,13
LOI	3,34	2,72	11,86	4,57	3,65	8,40	11,83	2,19	5,54	1,20
Ni (ppm)	98	87	1698	337	224	2259	1784	239	136	106
Cr	260	241	1537	197	1101	2537	1742	939	338	448
Nb	6		n.d.	n.d.		n.d.	n.d.	2		4
Zr	89	75	2	4	4	n.d.	n.d.	15	116	63
Ba	91	34	9	43	74	n.d.	18	17	9	35
Rb	12	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.
Sr	127	133	4	206	354	n.d.	3	247	222	90
Y	33	29	3	3	5	2	2	9	43	25
La	5	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	
Cc	16	22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20	

MAGMATISMO DE ARCO DE ISLAS

	Los Naranjos	**Sabana Larga**		**Tinaquillo**		**Margarita I. (Rinconada/Guayana/Cerro Matasiete)**				
Muestra	**139-Ba**	**205-Ba**	**206-Gb**	**196-Gb**	**198-Gb**	**XIC-Ba**	**235-Ba**	**158-Gb**	**170B-Gr**	**171-Pd**
SiO2 (Peso %)	52,44	48,47	51,93	49,15	42,31	43,83	48,77	50,84	69,36	41,56
TiO2	1,81	1,83	0,32	0,43	0,01	2,28	2,29	0,61	0,25	0,00
Al2O3	14,87	14,87	15,63	17,70	0,50	13,67	14,51	16,07	15,55	0,66
Fe2O3 tot	7,80	12,76	4,22	7,47	7,84	12,51	14,18	7,59	1,85	7,48
MnO	0,12	0,17	0,08	0,13	0,11	0,20	0,15	0,13	0,03	0,11
MgO	6,54	7,95	7,46	9,38	43,01	8,82	7,00	8,81	1,66	43,09
CaO	7,57	6,33	13,23	13,23	0,84	14,00	6,70	10,06	2,53	0,56
Na2O	5,14	4,72	4,21	2,15	0,00	2,18	3,10	4,32	6,48	0,00
K2O	0,45	0,07	0,02	0,12	0,01	0,20	0,65	0,09	0,81	0,00
P2O5	0,28	0,30	0,06	0,07	0,00	0,52	0,23	0,08	0,07	0,00
LOI	2,97	2,53	2,82	0,17	5,37	2,00	2,42	1,41	1,41	6,55
Ni (ppm)	111					124		84	33	2230
Cr	276							325	34	2984
Nb	14					11		1	4	n.d.
Zr	161					131		40	121	n.d.
Ba	308					67		46	95	10
Rb	6					n.d.		4	4	n.d.
Sr	218					452		269	652	1

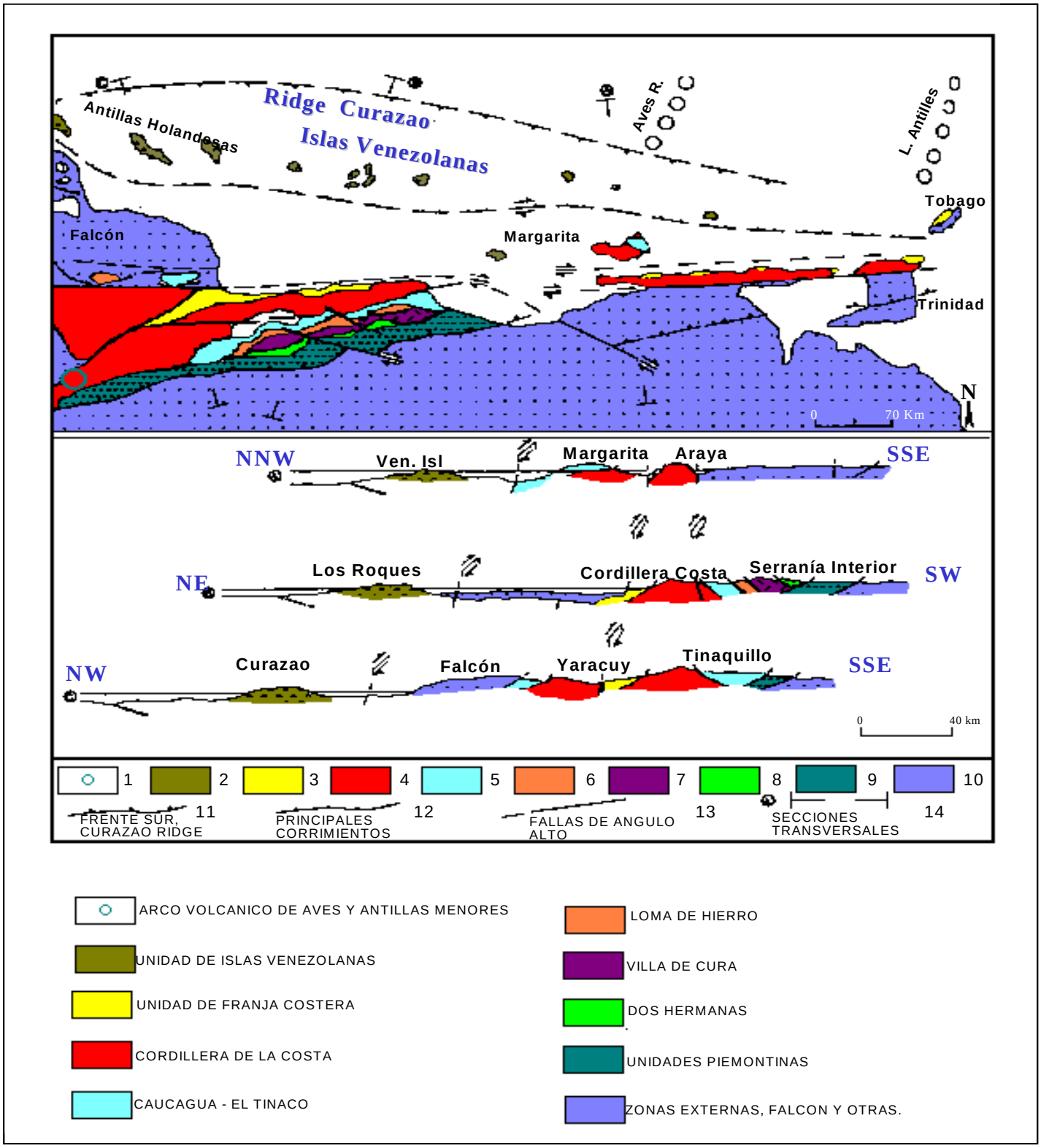


Figura Nro. 31. Mapa tectónico esquemático y secciones transversales de la Margen Sur de la Placa Caribe, en Venezuela (tomado de Giunta y otros, 1.998)

Complejo Chacao: wherlitas clinopiroxeníticas con cúmulos y peridotitas serpentinizadas del manto, metamorfismo facies anfibolita

Afinidad: GVDC es arco de islas toleítico (IAT) subduccido en parte, y el CCH parte ofiolítica emplazada detrás del arco, envuelta en compleja subducción.

Unidad Loma de Hierro

La unidad LDH aflora en contacto de falla, Santa Rosa, con Caucagua-El Tinaco

Litologías: peridotitas serpentinizadas, dunitas, troctolitas, meta-gabro, gabro, lavas basálticas y doleritas; cubierta meta-sedimentaria de meta-calizas siliceas, radiolaritas y meta-limolitas.

Afinidad: complejo ofiolítico, manto-corteza oceánica, ridge oceánico (MORB)

Unidad Caucagua-El Tinaco

La Faja CET está en contacto de falla, La Victoria, y de sobrecorrimiento, Manrique, con la Cordillera de La Costa.

Litología: 1) Basamento pre-Mesozoico Complejo El Tinaco, cubierto por las formaciones Las Placitas y Tucutunemo, con metamorfismo FEV de estas últimas y con las meta-volcánicas Los Naranjos (lavas basandesitas almohadilladas) y La Sabana (gabros, brechas y diabasas) 2) Hacia el Oeste el basamento Complejo El Tinaco está cubierto por corrimiento por la Peridotita serpentinizada, con gabros asociados, de Tinaquillo correlacionable con La Sabana y a distancia equiparado con Giunta y otros (1.997) con meta-gabros, ultramáficas y diabasas que afloran en los topes de los cerros Matasiete, Guayamuri y La Sierra, intrusivos en el Grupo Juan Griego de la Isla de Margarita y que evolucionan a tonalitas gnéisicas (ortogneis de Guayacán). Diques picriticos metamorfizados se observan intrusivos en las mencionadas rocas y parecen ser el último evento también registrado en Curazao.

Afinidad: toleíticas de margen continental fracturado (rifted) con magmatismo intraplacas (continental) del Cretácico Superior. El presente autor expuso su opinión sobre el origen y evolución del Complejo de El Tinaco, muy diferente al de Giunta y otros (1.997)

Unidad Cordillera de La Costa

La Unidad CDLC se depositó sobre un basamento pre-Mesozoico en ambientes marinos plataformales principalmente. Es un alto estructural que se extiende desde el Este de la depresión de Barquisimeto hasta Trinidad.

Litologías: sedimentos plataformales carbonáticos y terrígenos con intercalaciones locales volcánicas, metamorfizados a la FEV.

Afinidad: margen continental activa del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

Unidad Franja Costera

La Unidad FC aflora sólo en la costa norte de la Cordillera de La Costa, sobrecorrida hacia el sur y se aparece de nuevo en la costa norte de Paría y Trinidad-Tobago.

Litologia: variable, pero la más común consiste de pequeños cuerpos y boudines de rocas máficas y ultramáficas, rocas gabroides y basálticas fuertemente espilitizadas y epidotizadas, intercaladas a veces con metasedimentos pelítico-calcáreos ± grafitosos, intercalados con meta-volcánicas de carácter intermedio fuertemente alteradas, epidotizadas.

Afinidad: mélange ofiolítica del Cretácico Inferior-Medio.

Isla Gran Roque

La geología de la isla GR es similar a la de las otras islas venezolanas en el Caribe y a la observada en Curazao y Tobago, que forman un alineamiento ONO-ESE con el Ridge de Curazao y la Cuenca de Venezuela.

Litologías: basamento compuesto de rocas gabroides y diabásicas posibles equivalentes de Loma de Hierro metamorfizado a la facies epidoto-anfibolita y FEV, intrusionado por tonalitas, granodioritas y trondjemitas, escasos granitos y riolitas de carácter calco-alcalino

Afinidad: las rocas del basamento son como las de Loma de Hierro ofiolíticas manto-corteza oceánica zona de ridge (MORB), mientras que las intrusivas jóvenes son calco-alcalinas de arco de islas. En este punto el autor de este resumen acadèmico está parcialmente de acuerdo con Giunta y otros (1.977) sobre alguna similitud del complejo ofiolitico de las islas Los Frailes y no de Gran Roque con el Complejo Ofiolitico de Loma de Hierro, incluyendo en el mismo a la Formación Tiara, en particular porque, las islas Gran Roque y Los Testigos contienen meta-andesitas, litología que se desarrolla en zonas de arcos de islas y además porque faltan muchos estudios geoquìmicos, paleomagnèticos y radimètricos para soportar esta hipótesis. En todo caso, en principio podría estimarse que la asociación litológica de las islas Gran Roque y Los Testigos parecen representar parte de un complejo ofiolitico originado en una cuenca detrás del arco de islas, mientras que las rocas de la islas Los Frailes, se emplazaron en una dorsal oceánica. Otras islas como Los Monjes y Los Hermanos muestran rocas con mayor grado metamòrfico y en parte mucho màs antiguas y no parece identificarse tal “basamento” en las otras islas venezolanas.

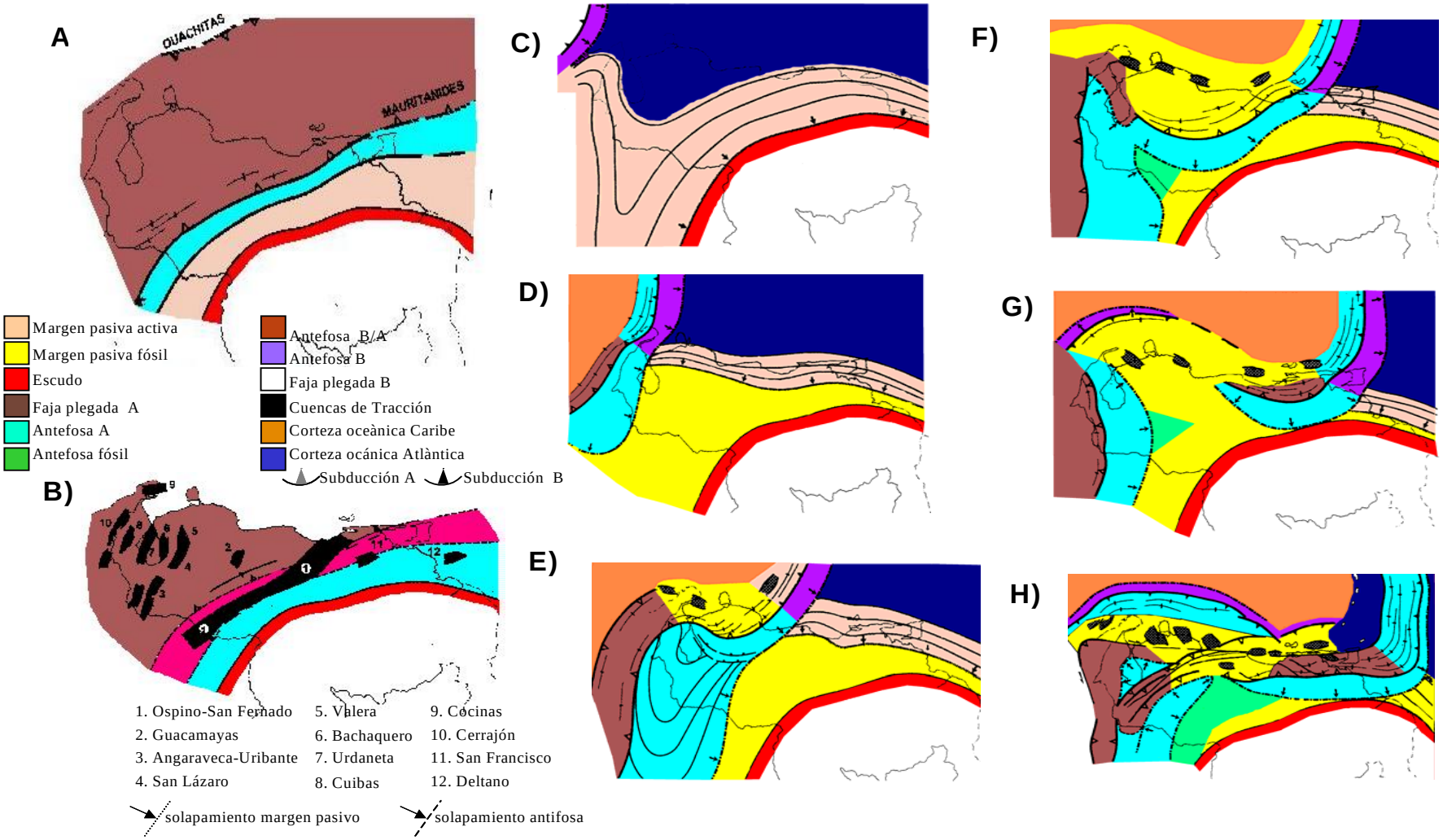


Figura N 32 :SIPNOSIS DE LA EVOLUCION TECTONICA DEL NORTE DE VENEZUELA DESDE EL PALEOZOICO HASTA RECIENTE: A) Límites meridionales en el Paleozoico Tardío. B) Principales surcos desarrollados durante el Mesozoico Temprano-Medio, C) Margen pasiva Atlántica hasta el Cretácico Tardío. D) Interacción del margen pasivo-margen activo comienzo del Paleoceno. E) Margen activo durante el Eoceno Medio. F) Evolución durante el Eoceno Tardío-Oligoceno. G) Evolución durante Mioceno Temprano-Medio. H) Síntesis tectónica del Mioceno Tardío-Reciente (tomado del LEV, 3° edición, 1997).

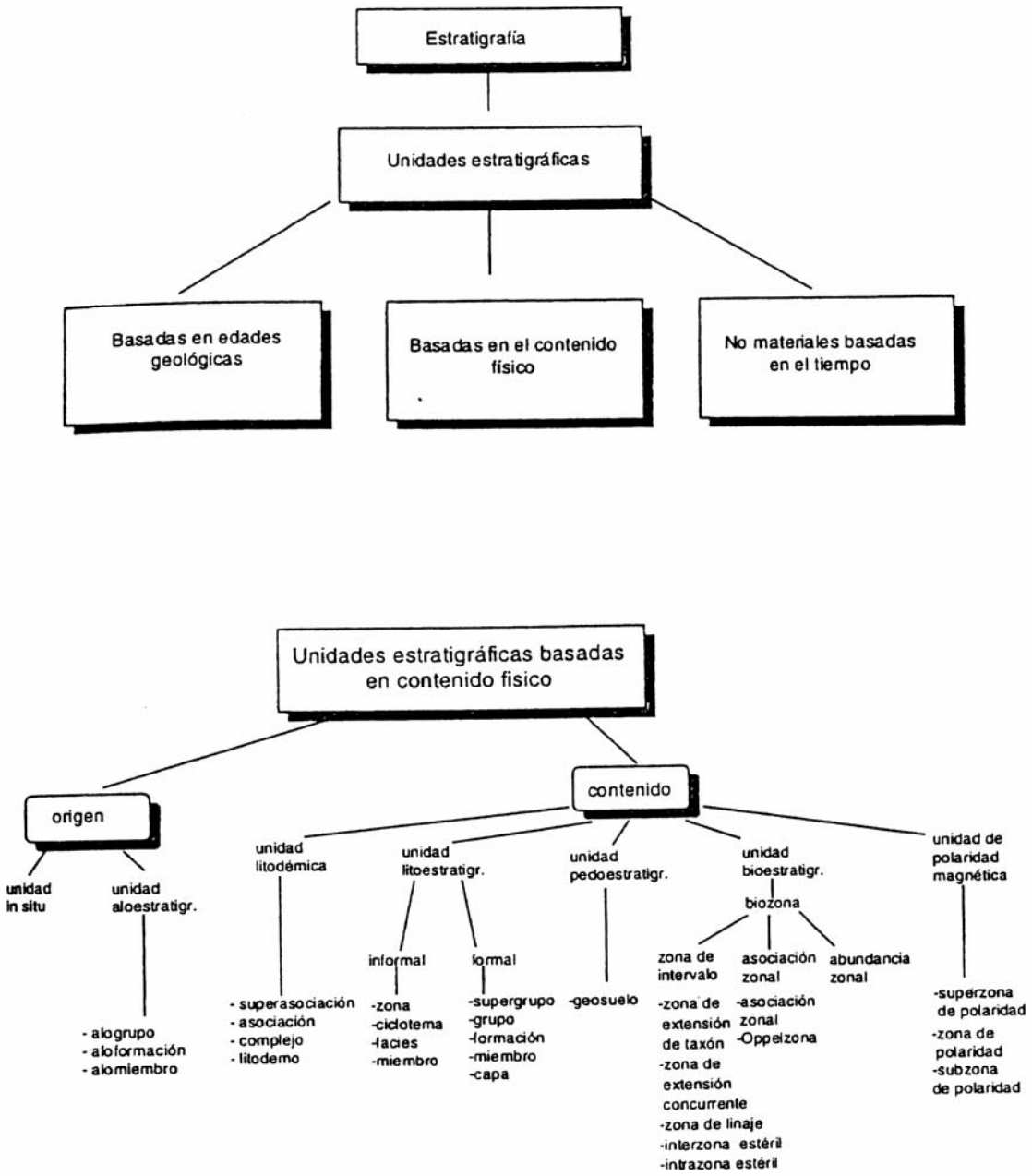


FIGURA N 33: ARBOL NOCIONAL DE LA ESTRATIGRAFIA. NOTE LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS BASADAS EN EL CONTENIDO FISICO Y EN PARTICULAR LAS UNIDADES LITODEMICAS VERSUS LAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

BIBLIOGRAFÍA

Aguerrevere, S.E. y Zuloaga, G., 1937, "Observaciones gológicas de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela". En: Bol. Geol y Min., Caracas, 1(2-4), p 8-24

----------"Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa". En: Bol. Geol. y Min. , Caracas, 2(2-4),p. 281-284

Asuaje, L, 1.972, "Geología de la regiòn de Guatire-Cabo Codera (Resumen)". En: Bol. Geol. Caracas, Publ. Esp. 5, 3, p. 1.289.

Beccaluva, L, Contorti, M., Giunta G, Iturralde, M, Navarro, E., Siena, F y Urbani, F., 1995 "Cross sections through the ophiolitic units of the soutern and northern margins of the Caribbean Plate in Venezuela (Northern Cordillera) and Central Cuba". En: Italian-Latin American Geological Meeting, Venezuela-Cuba, Jan. 9-16, 1.995. "Ophiolite of the Caribbean Plate Margins, Programme and Field Trip Guid", 23 p

Beck, C., 1.977 "Geología de la ¨Faja Piemontina y del frente de montañaas en el noroeste del Estado Guàrico, Venezuela". En: Cong. Geol.Venezolano 5, SVG, V. 2, p. 759-787.

----------1.986, "Geologie de la Chaine Caraibe su meridien de Caracas (Venezuela)" En: S Geol. De Nord. Villeneuve s'Ascq, Francia, Publ. N 14.,462 p.

----------, Girard D., y De Wever, P., 1.984 "Le Volcano-Sedimentaire du Rio Guare", un element de la nape ophiolitique de Loma de Hierro, Chaine Carabie Venezuelienne.". En: Comptes Rendus des Seances de l'Acamie des Scieneces, Serie 2: Mecanique-Physique, Chimie, Sciences de l'Universe de la Terre, 299 (7), p. 337-342

Beets, J., Maresch, W.V., Klaver, G.Th., Mottana, A, Bocchio, R., Beunk, F.F., y Monen, H. 1984, "Magmatic Rock Series and High Pressure Metamorphism as constraints on the Tectonic History of the Soutern Caribbean". En: Geol. Soc. of America Mem. 162, p. 95-130.

Bell, J.S., 1.968, "Geologìa del área de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas, 9 (18), p.291-440.

Bellizzia, A., 1.967, "Rocas ultrabásicas en el Montañoso Sistema del Caribe y Yacimientos Minerales Asociados". En: Bol. Geol. Caracas, 8 (16), p. 160-193.

----------**1.985** "Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la Placa Caribe ¿es una cordillera alóctona?". En: Conf Geol. Caribe VI., Porlamar, Julio 1.971 Mem. C. Petzall eds Cromotip Caracas, p. 247-258.

----------**1.986** "Sistema Montañoso del Caribe-una cordillera alòctona en la parte norte de América del Sur· En: Mem. VI Cong. Geol.Venezolano, Caracas N 10, p. 6657-6835-

---------- y **Rodriguez, D., 1967, "**Guía de la excursión a la región de Duaca-Barquisimeto-Borbare". En: Bol. Geol. Caracas, 8 (16) p. 289-309

----------, **1.968 "**Consideraciones sobre la estratigrafía de los estados Lara, Yaracuy, Cojedes y Carabobo". En: Bol. Geol. Caracas, 9 (18), p. 515-563.

----------, **Carmona, C y Graterol, M 1.969, "**Reconocimiento geològico de las islas Monjes del Sur (Archipiélago de los Monjes), Venezuela."En: Bol. Geo. MMH, Caracas, 10 (20), p. 225-234.

----------,**1.976, "**Geología del estado Yaracuy". En: Bol. Geol. Caracas, Pub. Espec. 5, 6: 3.317-3.417

----------, **Pimentel, N. y Bajo, R., 1.976 "**Mapa geològico estructural de Venezuela". Ediciones Foninves, Caracas, Escala 1:500.000

Benjamin, C., Shagam, R y Menèndez, A, 1.986 "Formación Tucutunemo". En: Mem. VI Cong. Geol. Venezolano, Caracas, 10, p. 6.551-6.574.

Blatt H. y Tracy, J., 1.995 "Petrology Igneous, Sedimentary and Metamorphic", En: W.H. Freeman and Cop. New York, Second Edit. , p. 530

Bushman, J.R., 1.959 "Geology of the Barquisimeto area. A summary report".En: Bol. Inf. Asoc. Venezolana Geol. Min. Petrol., 2 (4), p. 65-84

----------**"**Geología del Area de Barquisimetro". En: Bol. Geol. Caracas, 6 (11), p. 311-336

Contreras, O. y Urbani, F., 1.992, "Las rocas meta-igneas de Tócome, P.N. El Avila". En: Acta Cient. Venezolana, Caracas, 43 (1), p. 125

Chevalier, I. 1.987 "Les zones de la chaine Sud Caraibes sur le Transect Ile de Margarita-Peninsule de Araya (Venezuela). ". En: XXVI Cong. Geol. Internat. Paris (1.980), C-5, p. 35-59.

Chevalier, Y, Stephan, J.F., Blanchet, R, Gravelle, M y Bellizzia A., 1.985 "L'ile de Margarita e la Peninsule d'Araya (Venezuela) jalon d' une collision Crétacé superieur sur la paléofrontieére Craibe-Amerique du Sud (Resumen)". En: Symposium Geodynamique des Caraibes, Paris.

Dengo, G., 1.950 "Eclogitic and glaucophane amiphibolites in Venezuela". En: Trans American Geophys Union.,V 31 (6), p. 873-878

Dengo, G., 1.951., "Geología de la Región Caracas" En: Bol. Geol. Caracas, V 1 (1) p 39-115

Furrer, M. A y Urbani, F., 1.973., "Nuevas localidades fosilíferas en cuevas ubicadas en las formaciones Las Mercedes y Guárico, Estado Miranda". En: Bol. Soc. Venezolana de Geol. Espel 4 (2), p. 135-139.

Gaudette, H.E y Olsewsky, W.J., 1.979 "Report on the preliminary stages of phase II: radiometric age determinations of basement rocks". En: MEM, informe inèdito

Geoterrez, Ltd., 1.983 "Levantamiento aeromagnètico 1.981. Mapa de contornos de intensidad total.". Meneven, S.A., Caracas, Hoja 29, Escala 1:100.000

Girard, D., 1.981 "Petrologie de quelques séries spilitiques mésozoiques du domaine Caraibe et des ensambles magmatiques de l' ile de Tobago.".En: Univ. De Bretagne Occidentale, Brest. Tesis de doctorado de 3er ciclo, p. 229.

----------, Beck, J., Stephan, J.F, Blanchet, R y Maury, R.C., 1.982, "Petrologie, géochimie signification géodynamique de quelques formations volcaniques créteacées péricaraibes". En: Bull. Soc. Géol. France, 1, XXIV, 3 (7), p. 535-544.

Giraldo, C., 1.996., "Hipótesis acerca del deslplazamiento de la Falla de El Pilar, Venezuela Nororiental". En: 8 Conf. Geofísico Venezolano, Maracaibo, p. 387-392.

Giunta, G., 1.997., "Ophiolites units of the southern margin of the Caribbean plate, in Venezuela. A reappraisal of the petrogenesis and original tectonic setting.". En: VII Cong. Geol. Venezolano, Porlamar, Ed. Espec. Soc. Venezolana de Geol. Ti, p. 33 1-340.

Gonzàlez S., L y Picard, X., 1.972, "Sedimentación y aloctonìa en el frente de montañas de Guàrico". En: Memoria VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, p. 83-88

González de Juana, C., Iturralde, J.M. y Picard X., l.980., "Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas". Ed. Fonvices., Caracas 2 T.

----------, **1.968.,** "Guía de excursión geológica a la parte oriental de la Isla de Margarita, Estado Nueva Esparta". En: Asoc. Venezolana de Geol, Mm y Petrol. Guía de Excursión, 30 p.

----------, **Muñoz, N.G., y Vignali, M., 1.972,** "Reconocimiento Geológico de la Península de Paria, Venezuela" En Cong Geol. Venezolano IV, 1.969., Caracas, Mem. Bol. Gol. Caracas Pub Esp 5, III, p. 1.559-1.589

Graterol, M, 1.967 "Investigación petrográfica y mineralógica de las peridotitas y serpentinitas de Lama de Hierro, estados de Aragua y Miranda". En: Bol. Geol. Caracas, 8 (16), p. 215-225.

----------, 1.972 "Petrogènesis de la peridotitia de Loma de Hierro, estado Aragua". En: Mem. VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, p. 329-336..

Hess, H.H. , 1.972 "Basamento gnéisico , Cordillera de La Costa, Venezuela". En: Circular CVG – Caracas, 54: 18, Traducción F. Urbani.

---------- **y Maxwell, J.C., 1.949, "** Geological Reconnaince on the Island of Margarita", GSA, Bull, 60 (12)m o, 1,857.1.868

Jarvis, H.A., 1.966, "Geologìa de la región Pao-río Tiznados, estados Cojedes y Guárico, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas, 8, p. 73-114.

Konigsmark, T.A., 1.965, "Geologìa del área de Guárico septentrional-Lago de Valencia, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracs, 6 (11), p. 209-285.

Kovach, A., Hurley, P.M y Fairbain, H.W., .1.979 "Preliminary Rb/Sr whole rock dating of basement rocks from the Coast Range". En: Bol. Asoc. Venezolana. Geol. Min. Petrol 20 (1-3) p. 86-89.

Kugler, H.G., 1.969., "Trinidad". En: Handbook of South America Geology, Geol. Soc. America Mem 65, p. 351-365.

----------, **1.972.,** "The Dragon Gneises of Paría Peninsula (Eastern Venezuela)". En: Conf Geol. Caribe VI., Pormlar, Jul 71, Mem. C Petzall ed. Cromotip Caracas,p. 113-116.

Lar, A.U., 1.991, "Trace elements, Sr, Nd and U-Pb zircon studies of mafic-ultramafic bodies within the Caribbean chain of Venezuela: gnesis and crust-mantle relationships (Resumen)". En: Sixth meeting of the European union of Geosciences, Terra Abstracts, Blackwell Sci-Publ, Oxfor, 3 (1) p. 487.

----------**Loubet, M., Ostos, M y Urbani, F., 1.992 "**Le Massif de peridotite de Tinaquillo (Venezuela); example de fusion dynamique du diapir mantellique (Resumen), "En: 14e reunion des sciences de la terre; macro et micro regards sur la terre. Reunion Annuelle des Sicences de la Terre, 14: 92.

Lavié, E.,C, 1.971 "Yacimientos de lateritas níqueliferas de Loma de Hierro, estados Aragua y Miranda.". En: Bol. Geol. Caracas, 8 (16), 199-213

----------, Lambert, C., Martin C, Maury, R., 1.980. "Estudio petroquimico y geoquimica de las rocas volcànicas del Grupo Villa de Cura y Tiara en el sistema montañoso del

Caribe, Venezuela". En: 9ª Conf. Geol. Caribe, Repùblica Dominicana, Resúmenes, p. 41-42

Loubet, M., 1.992 "Le massif de peridotite de Tinaquillo (Venezuela); etude des processus d' evolution interne et des relations avec la croute. Programme dynamique et bilans de la Terre; resultats des travaux 1988-1992. Inst. National Sci Univers. Centre National Paris, .

Loubet, M., Montigny, B., Chachati, B, Duarte N, Lambert B, Martin C y Thizart M, 1.985 "Geochemical and Geochronological contraints on the geodynamical development of the Caribbean chain of Venezuela". En: A. Masced ed. Symp. Geodynamique des Caraibes, Edit. Technip, Paris, V. 1, p. 553-566.

Mackenzie, D.B., 1.960, " La Peridotita de Tinaquillo". En: Cong. Geol. Venezolano 3, Caracas, 1.959, Bol. Geol. Pub. Espec. 3 MMH, Caracas, 2 , p. 761-825.

----------´, 1.966, "Geologìa de la regiòn nor-central de Cojedes". En: Bol. Geol. Caracas, 8 (15)p. 3-72.

Macsotay O., 1.972, "Significado cronológico y paleoecològico de los amonites desenrollados de la Formación Chuspita del Grupo Caracas". Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. 5, p. 1.703-1.710.

---------- y Peraza, T, 1997 a)" Late Jurassic Marine Fossils from Northern Venezuela". En: Mem. VIII Cong. Geol.Venezolano, SVG, T II, p 9-15

---------- y Vivas, V y Peraza, T, 1997 b)"Inyectites as indicators of syn-tectonic activity in the Cretaceos- Paleocene sediments of Venezuela". En: Mem. Cong. Geol. Venezolano VIII, SVG, T. II, p. 25-32

----------y Chachati, B y Alvárez E, 1997 c)"Eventos de sedimentación, intrusión, sobrecorrimiento en Macanao, Estado Nueva Esparta, Venezuela Nor-Oriental". En: Mem. VIII Cong. Geol. Venezolano, SVG, T. II, p. 17-24

Maresch, W.V. 1.972., "Metamorflsmo y estructura de Margarita Nororiental, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas, 12 (22), P. 3-172.

----------1.974 "Plate tectonics origin of the Caribbean Mountains system of northern South America: discusión and proposal". En: GSA, Bull 85 (5), p. 669-682

----------,1.975, "The Geology of Northeastern Margarita Island, Venezuela: a contribution to the study of the Caribbean plate margins". En: Springer International, Berlin, Fed. Rep. of Germany: Geologische Rundschau, 64 (3), p. 846-883.

Martin Bellizzia, C., 1.960, "Estudio petrogràfico de rocas provenientes de los cerros El Rodeo, Tausabana y Santa Ana", En: Cong. Geol. Venezolano 3, Bo. Geol. Pub. Esp.3 MMH, Caracas 2, p. 729-742.

---------- **y Bellizzia, A., 1.967, "**Peridotita serpentinizada La Bimba y yacimientos de talco asociados, Yaritagua, Estado Yaracuy". En: Bol. Geol. Caracas, 8 (16), p. 273-287

Martin C.e Iturralade, J.M., 1.972., "Complejo ultramáfico zonado de Tausabana-El Rodeo, gabro zonado de Siraba-Capuana y Complejo Subvolcánico Estratificado de Santa Ana, Paraguaná, Estado Falcón". En: Conf Geol. Caribe VI., Porlamar 71, ed. C. Petzall, Cromotip p. 337-356.

Mattson, P.H. 1.985 "Utramafic and gabbroic rocks of Venezuela as possible ophiolites, Tinaquillo Peridotite Complex". En: Mem . VI. Cong. Geol. Venezolano, V 6, p. 2.514-2.540.

Méndez J y Navarro, E., 1.987, "Caracterizaciòn geoquímica de las metalavas de la Formación Tacagua ". En: 1ras Jornadas de Investigación en Ingenierìa, Facultad de Ingeniería, UCV, Mem. P. 44-47.

Menéndez V. de V.A., 1.965., "Geología del Area de El Tinaco, centro-norte del Estado Cojedes, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas 6 (12), p. 417-543.

----------, **1.966, "**Tectònica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas, 8 (15), p. 116-139.

Mistage, M., Urbani, F., y Franco A., 1.989., "Geología de los cuerpos ultramáflcos de los cerros El Rodeo y Arajó, Península de Paraguaná, Estado Falcón". En: VII Cong. Geol. Venezolano, Soc. Venezonala de Geol. Caracas., T. 1, p. 83-98.

Miyashiro, A, 1.973 "Metamorphism and metamorphic belts". En: Allen and Unwin, Londres

----------,**1.994 "**Metamorphic Petrology·. En: Oxford University Press, Oxford.

Morgan, B.A., 1.966, "Significado de las eclogitas en la Cordillera de La Costa". En: Bol. Geol. Caracas, 8)15), p. 154-155

----------, **1.968, "**Eclogite and eclogite-amphibolite from Puerto Cabello, Carabobo, Venezuela". En: Geol. Soc. America, Spec. Paper 115, p. 155-156.

----------, **1.969, "**Geología de la Región de Valencia, Carabobo, Venezuela". En: Bol.Geol. Caracas 10 (20), p. 3-136.

----------, **1.970, "** Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela". En: Jour. of Petrology, 11 (1), p. 101-145.

Motiscka, P., 1.972., "Geología del Archipiélago de Los Frailes". En: Conf Geol. del Caribe VI, Porlamar, Mem. C. Petzall ed. Cromotip, Caracas, p. 69-73.

----------, **1.987 "**Las intrusiones graníticas jóvenes de Carúpano". En: S.Venezolana de Geol. Bol. Caracas, N 30, p. 17-21.

Murray, C.G., 1972 a "Significance of possible Cretaceous island arc volcanism in the Venezuelan Coast Range (Resumen),". En: Mem. VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, p. 303

----------**1.972 b. "**Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes". En: Geol. Soc. America Bull 132, p. 313-335.

----------, **1.973, "**Estudios petrológicos de complejos ultramàficos zonados de Venezuela y Alaska". En: Bol. Geol. Caracas, 12 (22),p. 173-279.

Navarro, E., 1.977., "Eclogitas de Margarita. Evidencia de polimetamorflsmo". En: Mem. V Cong. Geol. Venezolano, III, p. 651-661

----------,1.983, "Geología y petrogénesis de las rocas metavolcànicas del Grupo Villa de Cura". En: Geos UCV, Caracas, V.28, p. 170-317

----------,**1.985 a, "**Geoquímica de las lavas piroxènicas del Grupo Villa de Cura". En: Mem. VI Cong. Geol. Venezolano V 3., p. 1.944-1.964

----------,**1.985 b, "**Faja de Villa de Cura ¿ Realmente un complejo de arco de islas alòctono? En: Mem. VI Cong. Geol. Venezolano, V. 10, p. 6615-6637.

----------, **1.988. "**Definición del Complejo de Paraguachì, Isla de Margarita". Bol. S.Venezolana de Geol. Caracas, V. 33, p. 44-48

----------, **1.989.,** "Antiguas y nuevas teorías sobre el origen del emplazamiento de la Faja de Villa de Cura" En VII Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol.TI., p. 99-112

----------, **1.997.,** "Granate-Clinopiroxeno-Fengita, Geotermometría y Barometría en las Eclogitas de la Isla de Margarita". En: VIII Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. III, p. 195-201.

----------, **1.997.,** "Algunas consideraciones sobre el ambiente tectónico de origen de las leucotonalitas de la Isla de Margarita". En: VIII Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. 1 p. 203-209.

----------,**Ostos M., y Yoris, F., 1.987, "**Revisión y redefinición de las formaciones: El Carmen, Santa Isabel, El Chino, El Caño, Escorzonera y Garrapata, Venezuela Norte Central". " En: 1 eras Jornadas de investigación de Ingenierìa U.C.V, Caracas, Mem. P.64-70

----------**1.987** "Revisión y redefinición de las formaciones Paracotos y Tucutunemo, parte sur-central de la Cordillera de La Costa". En_ 1 eras Jornadas de Investigación de Ingenierìa, U.C.V., Caracas, Mem p. 77.84.

Orihuela, N y Urbani, F., 1.993 "Estudio magnetomètrico del Complejo de Apa, Guatopo, Estado Miranda". En: II Jorn. Cient. 55 Aniversario de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV, Caracas, programa y Resúmenes, p. 49

Ostos, M., 1.981, "Geología de una zona ubicada entre la Autopista Caracas-La Guaira y el estribo Galindo, Parque Nacional El Avila". En: Esc. De Geología, UCV, Trabajo de ascenso, 279 p.

----------, **1.985 "** Peridotita de Tinaquillo: Ofiolita Paleozoica en el sistema montañoso del Caribe". En: Mem. VI Cong. Geol. Venezolano, Caracas, V. 4, p. 2.557-2.603

----------,**1.987 "**Transporte tectònico de la Formación Peña de Mora, parte central de la Cordillera de la Costa"En: 1 eras Jornadas de Investigación de Ingenierìa, UCV, Caracas, Mem. P. 106-109

Ostos, M., 1.990, "Evolución tectònica del marge sur-central del Caribe, basados en datos geoquimicos". En: Geos (Caracas),V 30, 1-294

---------- **y Yoris, 1.987 "**Revisión y redefinición de las formaciones Las Brisas y Las Mercedes del Grupo Caracas, Sistema Montañoso del Caribe. Definición de la Unidad Litodémica de Corrimiento La Costa". En: 1 eras Jornadas de Investigación en Ingenieria, UCV, Caracas, Mem. P. 71-76.

Ostos, M., Navarro, E., y Urbani F., 1.989., "Edad Rb/Sr del Augengneis de Peña de Mora, Cordillera de La Costa". En: VII. Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. T.,I, p. l27-l36.

Oxburgh, E.E., 1.965, "Geologìa de la región oriental del estado Carabobo, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas, 11, p. 113-208.

Pasquali, J., 1.967, "Niquel asociado a la Peridotita de Tinaquillo" . En: Bol. Geol. Caracas, 8 (16), p. 227-237

.

Piburn, M.D.,1.968., "Metamorfismo y Estructura del Grupo Villa de Cura, Norte de Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas, V 9 (18), p. 183-290.

Piccard, X y Pimentel , N. 1.968, "Geología de la cuenca de Santa Lucìa-Ocumare del Tuy". En: Bol. Geol. Caracas, 10 (19), P. 263-296.

Pimentel de B., Gaudette, H.E., y Olsewsky, W.J., 1.985, "Nuevas dataciones en el basamento de la cadena Caribe". En: Mem. VI. Cong. Geol. Venezolano, Caracas, 3, p. 1.979-1.994.

----------, Bellizzia A. y Ullo, C, 1.995 "Una síntesis Tectonoestratigràfica del Paleozoico Inferior en el Noreste de América del Sur". En: Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. 11 Cong. Latinoamericano Geol. 9 Caracas, p.195-226.

Priem, H.N.A., 1.973., "Provisional isotopic geochronology framework for the some major events in the geological column of Suriname.". En: Geol. Mijnb. Dients. Sur. Med. V 22, p. 9-16.

Rentz, O y Short, K.C., 1.960 "Estratigrafía de la región comprendida entre el Pao y Acarigua, estados Cojedes y Portuguesa". En: Cong. Geol. Venezolano 3, Bol. Geol. Pub. Espec. N 3, M.M.H., Caracas, V. 1, p. 277-315.

Rodríguez, G.D., 1.972, "Geología de la Región de Choronì-Colonia Tovar y lago de Valencia" (Resumen y mapa). Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. 5, 3, p. 1.783-1.784.

Rodríguez, S., 1.970, "Estudio preliminar sobre depósitos de yeso, estado Yaracuy". En: Bol. Infor. Asso. Venezolana Geol. Miner. Petrol. 13 (3), p. 101-106.

----------, **1.972, "**Paragénesis del yacimiento de sulfuros complejos de la región de Cocuaima, estado Yaracuy", En: Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp., 5, 5 , p. 1.759-2.772.

----------,**1.977, "**Variación de Ti02 y V205 en las secuencias magnètiticas del complejo básico zonado de Chacao, Guàrico, Cordillera de La Costa". En: Mem. V Cong. Geol. Venezolano, Caracas, 11, p. 1067-1082

----------, **1.978,"**Anortositas titanifera del Complejo de San Quintín, estado Yaracuy", En: Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. 7,5, p. 3.821 – 3.836.

----------, **1.986, "**Recursos Minerales de Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas, 15 (27), 1-228

----------1.989., "Depósitos de talco en zonas metasomáticas de contacto, en Santa Elena, Margarita Oriental". En: VII Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. Caracas, 1., IV., p. 1.953-1.964.

----------, **1.989.,** "Niveles secundarios de magnesita y dolomita asociados con arcillas esmectitas en complejos ultrabásicos de Venezuela septentrional.". En: VII Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. Caracas, 1., IV., p. 1.965-1.976.

Rojas, A y Ostos, M., 1.989, "Geología del Cinturón Tectònico Caucagua- El Tinaco, al sur de la Peridotita de Tinaquillo". En: Mem. VII Cong. Geol. Venezolano, Barquisimeto, 1, p. 137-162.

Sagna, I, Montigny, R, Urbani, F y Loubet, M., 1.988 "K-Ar ages of igneous rocks from the Caribbean chain of Venezuela (Resumen)": En: Chemical Geology, V. 70, p. 1.988.

Santamaría, F., 1.972., "Geochemistry and geochronology of the igneous rocks of the Venezuelan Coast Ranges and Southern Caribbean Islands and their tectonic evolution". En: Ph. D. Thesis Dep.Geology Rise University, Houston Texas., USA, 112 p

Schurmann, H.M.E., 1.950 "Glaukophangesteine aus Venezuela". En: Neues Jahr. Min. Monatashefte, V. 7, p. 145-156.

Seiders., V.M. 1.965., "Geología de Miranda Central, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas 6 (12), p. 289-416.

Seijas, F.J., 1.972., "Geología de la Región de Carúpano". En: Cong. Geol. Venezolano IV., Mem. Bol. Geol. Pub. Esp.5 III, p. 1.887-1.922.

Shagam, R., 1.960., "Geología de Aragua Central (Venezuela)"., En: Cong. Geol. Venezolano III. Mem. Bol. Geol. Caracas., Pub. Esp. 3 II, p. 574-675.

Skerleg, G.M. 1.979 "Geology of the Acarigua area, Venezuela"En: Univ. of Princepton, Dept. Geology, Ph.D. dissertation, 301 p.

Smith, R.J., 1.952., "Geología de la Región de Los Teques-Cua, Venezuela". En: Bol. Geol. Caracas., 2 (6), p. 336-406.

Smith, C.A., Sisson, V.B., and Avé Lallemant, H.G., 2001 "Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean". En: Geol. Soc. of America, Vol. 111, Nº 6, pp. 831-848.

Stephan, J.F., 1.977., "El contacto Cadena Caribes-Andes". En: Cong. Geol. Caribe VIII., Curazao, Resúmenes, p. 197-198.

----------, 1.994 "Historia sedimentaria de la parte oriental de la serranìa del Interior oriental (Venezuela). En: Simp. Bol. 5 Puerto La Cruz, 267 p.

----------, **1.995, "**Geometría e historia tectono-sedimentaria del frente de montañas Caribe desde Lara hasta el norte de Monagas". En:Simp. Bo. 5, Puerto La Cruz, 265, p. 1194.

Talukdar, C.S. y Loureiro, D., 1.982 "Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de La Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación.

Evolución del margen septentrional de Sudamérica en el marco de la tectònica de placas.”. En Rev. Geos, UCV, Caracas, 27, p. 15-76.

Teggin, D.E,, Urbani, F y Guzmán, J., 1.985, “Geocronología del Granito de Guaremal”. En: Acta Cient. Venezolana, Caracas 36 (1), p. 71-74.

Urbani, F, 1.972, “Geología del Granito de Guaremal y rocas asociadas, estado Carabobo”. En: Bol Geol. Caracas,Pub. Esp. 5,4, p. 2.340-2.374.

---------- 1.983., “Las rocas graníticas del área de Las Trincheras, Mariara, Estado Carabobo., Geología y Edad”. En: Act. Cient. Venezolana (34) m sup. 1., p. 41-53.

----------, 1.986 “Geología del Granito de Guaremal”. En. Bol. Geociencias, UCV, Caracas, 3: 1-113, 4 :115-252 y 5 : 253-359 p.

----------., 1.991, Geología del àrea de Guatopo-El Guapo, estados Miranda y Guàrico, parte 2 Formaciòn Las Hermanas y Complejo de Apa”. En: Revista de la Fac. de Ingenierìa, UCV, Caracas, V 6 (1), p. 5-52

----------, **2.000 “**Revisión de las unidades de las rocas ígneas y metamòrficas de la Cordillera de la Costa”. En: Geos (Caracas), V 33, Dic. 99, p. 5-7

Urbani F y Quesada, A., 1.972, “Migmatitas y rocas asociadas del àrea de La Sabana, Cordillera de La Costa·. En: Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp, 5, 4, p.2.375-2.400

---------- y Ostos, M., 1.989, “El Complejo Avila, Cordillera de la Costa, Venezuela,”. En: Geos, UCV, Caracas, 29, p. 205-217.

----------, **Chirinos, A, y Marquina M., 1.989.,** “Reconocimiento Geológico de la Región de Guatopo, Estado Miranda”. En: VII Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. Caracas, 1. 1, p. 199-222.

----------, **Sánchez R. y Silva J., 1.989.,** “Reconocimiento Geológico de la Región La Sabana-Cabo Codera-Capaya, Distrito Federal y Estado Miranda”. En: VlI Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. Caracas, 1. 1, p. 222-245.

----------, **Contreras., L., García. L., Sabino A., Aranguren, R. y Uzcategui A., 1.997.,** “Reconocimiento Geológico del Flanco Sur de El Ávila, Cordillera de La Costa, Distrito Federal y Estado Miranda, Venezuela”. En: VIII Cong. Geol. Venezolano. Soc. Venezolana de Geol. 1. II., p. 463-468.

Vignali, M., 1.976., “The Stratigraphy and Structure of the Metamorphic Eastern Cordillera Venezuela (Araya-Paria Península and Margarita Island”).. En: Ph.D. Thesis,Univ. Zurich, 129 p.

----------, **1.979, "**Estratigrafìa y estructura de las cordilleras metamòrficas de Venezuela oriental (Península de Araya-Paria e Isla de Margarita),". En: Geos, Caracas, v 25, p. 19-66.

Wherman, M.,1.972., "Geología de la Región de Guatire-Colonia Tovar". En Cong. Geol. Venezolano IV., Mern. Bol. Geol. Caracas. Pub. Esp 5 IV, p. 2.093-2.119.

Winkler, H.G.F., 1.979, "Petrogenesis of Metamorphic Rocks". En: Springer-Verlag, New York, 5th Edit., 348 p.