Vicente Mendoza Sánchez

GEOLOGÍA DE VENEZUELA

Evolución Geológica, Recursos Minerales del
Escudo de Guayana y Revisión del Precámbrico Mundial

GEOLOGÍA DE VENEZUELA

TOMO I

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA, RECURSOS MINERALES DEL ESCUDO DE GUAYANA Y REVISIÓN DEL PRECÁMBRICO MUNDIAL

Doctor Vicente Mendoza Sánchez • Gran Colombia Gold Corp.
Bogotá, abril 2012

Título: Geología de Venezuela
2a. Edición, abril 2012
Diseño: jaimepardo15@hotmail.com
Impresión: Archeopterix/ Bogotá, Colombia.
Archeopterix@hotmail.es

PRÓLOGO

González de Juana y otros (1980) estimaban que hasta el año 1975 se habían acumulado unas veinte mil páginas escritas sobre temas geológicos venezolanos. Indudablemente que hasta el momento, enero 2011, 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 treinta y cinco años. Para este progreso hemos contado con una serie especial de congresos geológicos, sedimentológicos, de cuencas petroleras, venezolanos; congresos latinoamericanos y otros, internacionales y mundiales, así como, en particular, con 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 múltiples trabajos técnicos de las empresas mineras, así como las ricas publicaciones del MEM, que finalizan con la Tercera Edición del Léxico Estratigráfico de Venezuela 1997, por Servigeomin, además de muchas publicaciones y el novísimo Mapa Geológico de Venezuela, compilado por el U.S.G.S. y la U.C.V.

Ser profesor de una materia de la categoría, complejidad y extensión de Geología de Venezuela, exige muchas horas diarias de lecturas y preparación de cada tema a tratar. En esa cátedra que el autor de esta obra dictó desde el año 1978 hasta el presente ha intentado, en la medida de lo posible, actualizar el contenido de muy diversos tópicos: Fisiografía, 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, con una revisión del Precámbrico mundial. En estos dos primeros tomos de Geología de Venezuela se incluye la Fisiografía General de Venezuela, una revisión del Precámbrico mundial, la Evolución Geológico-Tectónica del Escudo de Guayana, la Geología de los Andes y la Geología del Sistema Montañoso del Caribe, es decir que son los tomos de lo que se llama "rocas duras".

Se ha tratado de ser lo más imparcial posible, pero no por ello se han silenciado criterios y puntos de vista alternativos discordes. Queda una gran labor de investigaciones para realizar y de "nunca terminar" sobre las rocas duras y los recursos minerales no petroleros de Venezuela que cubren más del 70% del país, en particular, entre otros, levantamientos de campo en escala de detalle y de gran detalle, estudios geoquímicos, determinaciones de edades radiométricas e isotópicas y estudios paleomagnéticos confiables, que nos ayuden a conocer un poco mejor la geología de cada unidad litoestratigráfica y litodémica de cada región, lo cual nos ha de permitir conducirnos hacia un inventario, de gran utilidad, de los recursos minerales que puedan ser explorados y explotados sustentablemente. Esta es una pequeña diferencia con el excelente texto de Don Clemente González de Juana (1980), esto es, el de incluir los recursos minerales de cada provincia geológica y tratar de relacionarlos con la evolución geotectónica en cada caso. Otra gran diferencia con el texto de Don Clemente, es lo extenso del Precámbrico, tratado someramente a nivel mundial evolutivo y local más detallado, siendo esa parte más de consulta que se debe seguir. Deseo finalizar con una frase de mi excelente amigo y profesor antes citado de que "…en Geología no hay artículos de fe ni geólogos infalibles y los escritos geológicos no gozan de la longevidad…" porque muy pronto se vuelven incompletos y obsoletos. Gracias a esa labor de dictar clases y de tener que leer nuevas publicaciones cada día para exponer en el aula lo "último" publicado sobre el tema, tenemos como reemplazar anualmente, en nuestras bibliotecas, las copias de estos tomos de Geología de Venezuela. Y así será siempre, nunca terminamos de aprender y de conocer satisfactoriamente la geología de una determinada región. Esta es una de esas actualizaciones, con muchas imperfecciones aún, pero con la vocación docente de intentar estar al día y de corregir errores propios. La Geología continúa siendo una ciencia, con mucho de arte y de imaginación creadora; es la "Geopoesía" a la que hace referencia Harry Hess en su teoría de la "Deriva Continental". La verdad geológica se alcanza muchas veces por sucesivas investigaciones, correcciones y nuevas aproximaciones hasta alcanzar sólo parte de ella de cada caso en particular. Este primer volumen se recomienda de consulta en cursos de pre-grado y como guía en cursos de post-grado.

Vicente Mendoza Sánchez
Bogotá, abril 2012

CONTENIDO

PARTE I

Fisiografía de las Provincias Geológicas de Venezuela 10

Introducción **10**

Sistema Andino 10

Sistema Montañoso del Caribe 11

Precordilleras y Piedemontes 13

Planicie del Lago de Maracaibo y Planicies Costeras 14

Provincia de Los Llanos 16

Sistema Deltáico Oriental 17

Provincia de Guayana 17

PARTE II/ PRECÁMBRICO

Evolución Geotectónica y Recursos Minerales del Escudo de Guayana en Venezuela **23**

Resumen 23

CAPÍTULO I/ ARQUEOZOICO

Tectónica de Placas en el Precámbrico **30**

Introducción **30**

La Evolución del Planeta Tierra 32

Coeficientes de Crecimiento de la Corteza Continental **47**

General **47**

Plumas de Calor y Tectonismo a Través del Tiempo **52**

La Superpluma del Cretácico se Manifiesta por los Siguientes Hechos **53**

Resumen del Arqueozoico Mundial **56**

Precámbrico de Sur América **65**

General **65**

Provincias Geológicas del Escudo de Guayana **71**

Unidades Litodémicas y Terrenos **71**

Unidades Litodémicas 71

Terrenos 72

Generalidades del Escudo de Guayana **75**

Provincia Geológica de Imataca **82**

Depósitos de Hierro y Manganeso en Imataca **91**

Depósitos de Hierro: General 91

Depósitos de Manganeso 91

Depósitos de Hierro en Imataca 91

Falla de Gurí 94

Edad y Correlación del Complejo de Imataca 96

Arqueozoico de África Occidental, Sur América y su Posible Correlación con el Escudo de Guayana **101**

África Occidental **101**

Brasil Centro-Norte **102**

Escudo de Guayana en el Norte de Brasil **110**

Brasil Central **113**

Terreno de Dos Carajás 114

Mineralizaciones 114
Terreno Río María 115
Guayana Francesa y Suriname 116
Granulitas de Ultra Alta Temperatura de Bakhuis Montes, Suriname 116
Guyana 120
Depósitos de Oro en Guyana 121
Arqueozoico en el Escudo Báltico 122
Arqueozoico de Groenlandia 122
Arqueozoico de Canadá-Usa 123
CRV-TTG del Arqueozoico-Paleoproterozoico 125
Cinturones de Rocas Verdes (CRV) 125
Trondjemitas, Tonalitas y Granodioritas (TTG) 128

CAPÍTULO II/ PROTEROZOICO

Proterozoico 134
Introducción 134
Características del Proterozoico Mundial 135
Ofiolitas Precámbricas 142
Glaciaciones 142
Océanos Precámbricos 143
Requisitos para la Aparición de la Vida 143
Estromatolitos 143
Provincia Pastora: CRV-TTG 144
Introducción 144
Descripción y Comentarios 151
Supergrupo Pastora 164
Grupo Botanamo 175
Complejo Granítico de Supamo 177
Edad de los Cinturones de Rocas Verdes y del Complejo Granítico de Supamo 180
Orogénesis Transamazónica 182
Depósitos Minerales de los Cinturones de Rocas Verdes 183
Depósitos de Oro 186
Depósitos Orogénicos de Oro en el Tiempo y en el Espacio 191
Depósitos de Oro en la Provincia Geológica de Pastora 198
Distrito Aurífero de El Callao 199
Distrito Aurífero Botanamo y La Camorra-El Dorado 213
Distrito Aurífero Guariche-Parapapoy 218
Distrito Aurífero Kilómetro 88: Las Cristinas 220
Geología de Las Cristinas 4, 5, 6 Y 7 220
Resumen 220
Introducción 220
Geología de Brisas del Cuyuni 229
Sulfuros Masivos Volcánicos 233
Edades de las Mineralizaciones Auríferas 234
Mineralizacion Aurífera de otras Zonas del Escudo de Guayana 235
Mineralización Aurífera de Omai-Guyana 235
Mineralización Aurífera de Ashanti-Ghana 235
Otros Depósitos Minerales 237
Provincia Geológica de Cuchivero-Amazonas 242
• Cuchivero • 242
Introducción 242
Superasociación Cedeño 242
Asociación Cuchivero 242

Asociación Suapure 252
Granito Rapakivi de El Parguaza 253
Edades de la Superasociación Cedeño 262
Recursos Minerales de la Provincia Cuchivero 265
Depósitos de Oro 265
Carbonatitas de Cerro Impacto y Seis Lagos 277
Diamantes 280
Potenciales Depósitos de Estaño, Columbita, Tantalita y Minerales Asociados 288
Depósitos de Estaño de la Mina Pitinga, Norte de Brasil 291
Complejo Alcalino de La Churuatá-Amazonas 295
Depósito de Olympic Dam, Australia: Fe, Cu, Au, U y Tierras Raras 295
Depósito de Bauxitas y Caolines 300
• Amazonas • **304**
Rocas Graníticas del Estado de Amazonas 304
El Precámbrico en Colombia 307
Subprovincia Petrotectónica de Ayacucho 312
Subprovincia Petrotectónica de Manapiare 312
Subprovincia Petrotectónica de Casiquiare 312
Subprovincia Petrotectónica de Alto Orinoco 313
Subprovincia Petrotectónica de Siapa 316
Otras Zonas Equivalentes a Cuchivero-Amazonas en El Escudo de Guayana 316
Tapajós-Parima (Brasil) 316
Provincia Geológica Roraima 321
Generalidades 321
Supergrupo Roraima en Venezuela 322
Ambientes de Depositación y Edad de Roraima 330
Recursos Minerales en la Provincia de Roraima 335
Potenciales Depósitos de Uranio 335
Diamantes en Roraima 342
Orogénesis Nickeriana 342
Levantamientos Mesozoico-Cenozoico 344
Agradecimientos 345
Bibliografía 346

INDICE DE TABLAS

Tabla No. 1 68
Tabla No. 2 83
Tabla No. 3 84
Tabla No. 4 86
Tabla No. 5 150
Tabla No. 6 163
Tabla No. 7 177
Tabla No. 8 201
Tabla No. 9 202
Tabla No. 10 225
Tabla No. 11A 246
Tabla No. 11B 247
Tabla No. 12 248
Tabla No. 13 251
Tabla No. 14 251
Tabla No. 15 252
Tabla No. 16 263
Tabla No. 17 276
Tabla No. 18 277
Tabla No. 19 278
Tabla No. 20 279
Tabla No. 21 281
Tabla No. 22 303
Tabla No. 23 305
Tabla No. 24 306
Tabla No. 25 317
Tabla No. 26 317
Tabla No. 27 332
Tabla No. 28 336
Tabla No. 29 336
Tabla No. 30 337
Tabla No. 31 343

INDICE DE FIGURAS

Figura No. 1 19
Figura No. 2 27
Figura No. 3 28
Figura No. 4 28
Figura No. 5 31
Figura No. 6 36
Figura No. 7 37
Figura No. 8 39
Figura No. 9 40
Figura No. 10 42
Figura No. 11 42
Figura No. 12 43
Figura No. 13 44
Figura No. 14 45
Figura No. 15 46
Figura No. 16 48
Figura No. 17 49
Figura No. 18 49
Figura No. 19 50
Figura No. 20 51
Figura No. 21 63
Figura No. 22 63
Figura No. 23 64
Figura No. 24 65
Figura No. 25 67
Figura No. 26 68
Figura No. 27 69
Figura No. 28 73
Figura No. 29 76
Figura No. 30 77
Figura No. 31 78
Figura No. 32 79
Figura No. 33 80
Figura No. 34 81
Figura No. 35 87
Figura No. 36 88
Figura No. 37 88
Figura No. 38 88
Figura No. 39 89
Figura No. 40 89
Figura No. 41 90
Figura No. 42 90
Figura No. 43 92
Figura No. 44 93
Figura No. 45 93
Figura No. 46 94
Figura No. 47 95
Figura No. 48 95
Figura No. 49 96
Figura No. 50 103
Figura No. 51 103
Figura No. 52 104
Figura No. 53 105
Figura No. 54 106
Figura No. 55 108
Figura No. 56 108
Figura No. 57 109
Figura No. 58 109
Figura No. 59 110
Figura No. 60 117
Figura No. 61 118
Figura No. 62 124
Figura No. 63 137
Figura No. 64 138
Figura No. 65 139
Figura No. 66 139
Figura No. 67 149
Figura No. 68 150
Figura No. 69 151
Figura No. 70 155
Figura No. 71 155
Figura No. 72 156
Figura No. 73 157
Figura No. 74 159
Figura No. 75 159
Figura No. 76 160
Figura No. 77 160
Figura No. 78 161
Figura No. 79 161
Figura No. 80 167
Figura No. 81 168
Figura No. 82 169
Figura No. 83 170
Figura No. 84 171
Figura No. 85 172
Figura No. 86 173
Figura No. 87 174
Figura No. 88 178
Figura No. 89 184
Figura No. 90 186
Figura No. 91 188
Figura No. 92 188
Figura No. 93 189
Figura No. 94 189
Figura No. 95 196
Figura No. 96 197
Figura No. 97 198
Figura No. 98 203
Figura No. 99 203
Figura No. 100 204
Figura No. 101 204
Figura No. 102 207
Figura No. 103 207
Figura No. 104 209
Figura No. 105 210
Figura No. 106 211
Figura No. 107 212
Figura No. 108 215
Figura No. 109 215
Figura No. 110 218
Figura No. 111 219
Figura No. 112 226
Figura No. 113 227
Figura No. 114 227
Figura No. 115 228
Figura No. 116 228
Figura No. 117 230
Figura No. 118 237
Figura No. 119A 238
Figura No. 119B 239
Figura No. 120A 240
Figura No. 120B 240
Figura No. 121 241
Figura No. 122 241
Figura No. 123 249
Figura No. 124 249
Figura No. 125 250
Figura No. 126 259
Figura No. 127 259
Figura No. 128 260
Figura No. 129 267
Figura No. 130 268
Figura No. 131 268
Figura No. 132 269
Figura No. 133 269
Figura No. 134 272
Figura No. 135 273
Figura No. 136 274
Figura No. 137 275
Figura No. 138 275
Figura No. 139 282
Figura No. 140 283
Figura No. 141 283
Figura No. 142 286
Figura No. 143 287
Figura No. 144 288
Figura No. 145 290
Figura No. 146 290
Figura No. 147 291
Figura No. 148 293
Figura No. 149 294
Figura No. 150 295
Figura No. 151 297
Figura No. 152 297
Figura No. 153 298
Figura No. 154 298
Figura No. 155 299
Figura No. 156 299
Figura No. 157 225
Figura No. 158 302
Figura No. 159 308
Figura No. 160 311
Figura No. 161 314
Figura No. 162 318
Figura No. 163 326
Figura No. 164 328
Figura No. 165 330
Figura No. 166 338
Figura No. 167 338
Figura No. 168 339
Figura No. 169 339
Figura No. 170 340
Figura No. 171 340
Figura No. 172 344
Figura No. 173 346

PARTE I

Fisiografía de las Provincias Geológicas de Venezuela

FISIOGRAFÍA DE LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE VENEZUELA

INTRODUCCIÓN

Siguiendo a González de Juana y otros (1980), en Venezuela podemos identificar, por lo menos, los siguientes sistemas fisiográficos, controlados por las características litológicas y tectónicas 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 Deltáico Oriental
7. Escudo de Guayana.

Sistema Andino

Los Andes venezolanos representan la culminación NE 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: la Sierra de Perijá y la Cordillera de Mérida que comienza en el Páramo de Tamá, en la depresión del Táchira.

La Sierra de Perijá, de rumbo N 25° - 30° E, de unos 250 km de longitud por 25-30 km de ancho, cubre unos 7.500 km^2 y sirve de frontera entre Venezuela y Colombia. En la SDP se distingue la depresión o desgarradura de Perijá, originada por la Falla de Perijá, a la cota 1.800 m.s.n.m., en las cabeceras del Río 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 más alto de la SDP con 3.750 m.s.n.m. Al Norte de la depresión de Perijá se tiene la Serranía de Valledupar de Colombia, en la que se encuentran las cabeceras de los ríos venezolanos Negro, Apón 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 Río Guasare.

La mayoría de las rocas de la SDP, 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 corren a lo largo del rumbo de las capas y desvían sus cursos, siguiendo fallas ortogonales, formando estrechos y cañones pendientes. **Schubert (1972)** mencionó morfología periglacial y de solifluxión 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, con una longitud de 425 km y una anchura promedio de 80 km. Los ADM forman la divisoria de aguas entre la Cuenca Apure-Barinas-Río Orinoco al Sur y el Lago de Maracaibo al Norte.

Los ADM pueden ser subdivididos en dos grandes porciones: los Andes del Centro y los Andes del Norte. Al Norte del valle del Río 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.). Los Andes del Sur comprenden los páramos de Las Tapias, Río Negro, la Sierra Nevada de Mérida y la Sierra de Santo Domingo, registrando los picos más 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 unen en el Nudo de Mucuchíes, cerca de donde nace el Río Motatán.

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 más 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 y los 3.500 m.s.n.m., (en el Pleistoceno, pero actualmente se encuentra por encima de los 3.500 m.s.n.m.).

El fenómeno glacial sólo 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, entre las que se mencionan Laguna Victoria con morrenas, Laguna Mucubají, Laguna Negra con un circo glacial, Los Patos, Canoa y otras. La Glaciación Mérida alcanzó 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 las 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, que permiten así el desarrollo de una vegetación muy 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 drenaje es dendrítico algo radial. Las terrazas cuaternarias sirven de asiento a varios aeropuertos y poblaciones como la del Río El Chama de Mérida, Motatán, Santo Domingo, Uribante, etc., siendo la Mesa de Esnujaque una de las más espectaculares.

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 por su parte fisiográfica en dos: el sector occidental y el sector oriental. El sector occidental o Sistema Orográfico Central, está 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 a la Serranía del Interior y las otras fajas tectónicas. En el sector Este otra depresión, marcada por el Golfo de Cariaco, Laguna Buena Vista y Caño Turépano y costa Sur del Golfo de Paria, que separa al Norte de la misma a la Cordillera de Araya-Paria, formada por rocas metamórficas alóctonas, y al Sur la Serranía del Interior, constituida por rocas sedimentarias autóctonas de edad cretácico y más joven. El contacto de ambas provincias geológicas está marcado por el Corrimiento de Casanay.

La Cordillera de la Costa comienza en la depresión de Barquisimeto y se continúa por la Serranía 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 neoproterozoico. Al Este del Río Aroa se eleva la serranía del mismo nombre, con alturas hasta los 1.800 m.s.n.m., con el Pico El Tigre formado por rocas del tipo Formación Las Brisas y gneises cuarzo-feldespático, 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 en la cual se levanta la Serranía de María Lionza al Oeste y la Serranía 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 María y, más al Noreste, la Sierra de Taria-Urama-Puerto Cabello, donde se cambia 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, y representa una falla recta costera.

En un lugar cercano a esta zona, las áreas más 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 Ávila al Norte de Caracas), que representa un gran "horst" mientras que el Valle de Caracas es un "graben". **Singer (1977)** 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 más de 500 m.

La Planicie del Lago de Valencia cubre un área aproximada de 1.280 km^2, en cuyo centro se encuentra el Lago de Valencia o de Tacarigua con 280 km^2 de superficie. Los sedimentos que forman el piso de este lago son de edad cuaternaria, de carácter limoso, muy fértiles. Hacia los bordes de la planicie se observan remanentes de rocas metamórficas del SMC.

La Serranía del Interior Central se extiende desde la Serranía de Portuguesa hasta el Valle del Río Cúpira al Este, piedemonte de la depresión del Río Unare, con una longitud de casi 500 km. El límite Norte de la Serranía del Interior es la Falla de Boconó, y la parte Este la Falla de la Victoria, cambiando de rumbo NE a EW, es decir semiarqueada, y coincide el cambio de dirección con la depresión de Barquisimeto-Acarigua. El límite Sur de esta serranía es el piedemonte que lo separa de Los Llanos.

La SIC muestra una fisiografía compleja, formada por filas y estribos que contrastan con el carácter rectilíneo de la Cordillera de la costa. Las alturas no pasan de los 1.200 m, siendo el Cerro Platillón, límite entre los estados Carabobo y Guárico, la excepción con 1.930 m.s.n.m. Los ríos de la vertiente Sur drenan a la Cuenca del Río 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 límite Norte es el Mar Caribe y el Sur es en parte el Caribe y en parte la Serranía 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-Carúpano 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 metamórficas del SMC. Entre Manicuare y Chacopata 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 densa y más alta.

El Estribo de Casanay-Carúpano 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 más 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 ríos 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 Bahía del Obispo Norte y la Bahía del Obispo Sur limita con el Promontorio de Paria, que fue llamada junto con la Isla El Viejo, Isla de Gracia, por Cristóbal Colón en 1498 en su tercer viaje a América. Los ríos que desembocan en la costa Norte lo hacen rápidamente, formando pequeños conos y ensenadas menores. Las playas registran fuerte oleaje y gran pendiente. El cabo más prominente es Cabo Tres Puntas, constituido por un mélange ofiolítico complejo.

La Serranía del Interior Oriental comienza en la depresión del Río Unare al Este de Barcelona, sigue luego por la depresión pantanosa del Río San Juan y termina en los cerros de Guanoco y Guariquén. Esta serranía 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 zona nacen los ríos Manzanares, Neverí, Amana y Guarapiche. Las calizas cretácicas soportan cerros elevados, pero las areniscas de edad cretácica a terciaria 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 km^2. La IM está separada, en su parte más estrecha, y en tierra firme, por una distancia de 20 km, desde Punta Chacopata en Araya hasta Punta Mosquitos en Margarita Sur.

La Península de Macanao está compuesta por rocas metamórficas y ocupa zonas montañosas con alturas de hasta 760 m.s.n.m., en el Macizo Central, donde nace el único río de la IM con agua todo el año; como lo es el Río 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 más altas. En Margarita Oriental, la fisiografía es más compleja y se identifican tres alineamientos montañosos soportados por complejos metasedimentarios, macizos de rocas máficas-ultramáficas, ofiolíticas y granitos sódicos o trondjemitas de arcos de islas. El macizo más occidental comienza en el Macizo de La Guardia, que alcanza la costa en Playa Caribe.

El alineamiento central es el más 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 está 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 ríos de aguas intermitentes: el Río del Espíritu Santo que va hacia el Sur hasta Porlamar, el Río de la Asunción que desagua hacia el Sur hasta la Salina de Guacuco, y el Río 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 Guayamurí (formados por trondjemitas y rocas ultramáficas). El piedemonte se encuentra muy disectado en rocas metamórficas y se une a la planicie costera en el Suroeste de Los Marites.

En la Isla Cubagua la fisiografía es tipo meseta, de suave inclinación con alturas que no exceden los 50 m.s.n.m. El accidente fisiográfico más importante es el Caño de las Calderas. Hacia la parte Oeste de la isla, cerca de Nueva Cádiz, 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 están formados por conglomerados polimícticos, de grano grueso, con intercalaciones de areniscas y limolitas. La costa Sur muestra algunos afloramientos de rocas metamórficas.

Las Islas Los Frailes, se localizan enfrente de Puerto Fermín (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 están mayormente formadas por metadiabasas y metaandesitas de afinidad ofiolítica.

En la Península de Paraguaná se encuentran algunos cerros, con rocas metamórficas alóctonas y rocas sedimentarias autóctonas. Las rocas ígneo-metamórficas del SMC forman cerros como el Macizo de Cocodite, el Cerro de Santa Ana, Cerros de Tausabana, el Rodeo y Arajó. En el Cerro de Santa Ana se alcanzan alturas de 820 m.s.n.m. Santa Ana, formado por rocas gabroides, diabásicas y basálticas, pasa a rocas máficas y ultramáficas de los Cerros Siraba y Capuano, es decir partes de una suite ofiolítica compleja. El resto de la Península de Paraguaná pertenece a la provincia fisiográfica Serranía del Interior.

Precordilleras y Piedemontes

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

- Estribo de Río de Oro
- Estribo de Tarra
- Macizo de El Palmar y flanco Oriental del sinclinal de Manuelote

El estribo de Río 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 Suroeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo, está representado por una línea de cerros que reflejan fisiográficamente un anticlinal fallado que pasa desde Colombia a Venezuela con alturas menores a los 200 m.s.n.m.

En el Estado Trujillo se reconocen dos precordilleras: la Serranía de Trujillo y la Sierra de Ziruma. La Serranía de Trujillo constituye el límite oriental del Lago de Maracaibo. El valle del Río Jirajará sigue la Falla de Valera. La Serranía de Trujillo culmina en la Sierra de Ziruma en el cerro Cerrón de 1.900 m.s.n.m., punto de convergencia de los estados Zulia, Lara y Falcón.

Las estribaciones occidentales de la Serranía 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 Serranía de Baragua, separada de la fila de Siquisique por el Río Baragua. La Serranía de Baragua finaliza en la planicie aluvial del Río Tocuyo.

En la parte Norte del Estado Falcón, el piedemonte comprende la divisoria entre Lara y Falcón con la Cordillera de Buena Vista y la Sierra de Churuguara. Esta faja piedemontina presenta un cambio importante de Oeste a Este a través de la línea que une a Cumarebo y Churuguara. En la parte occidental, los cerros más importantes comienzan al Este del Mene de Mauroa que contiene las elevaciones de Cerro Frío, Cerro Dorado y Avaría y 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 Frío-San Luis corren en una zona deprimida los ríos Pecaya, Tupure y parte alta del Río Hueque, y los ríos Pedregal, Pururecche, Agua Larga y Remedios.

Al Este de la línea Cumarebo-Churuguara, los sedimentos se hacen más lutáceos 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 Falcón 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 miopliocénicos. En particular en la Sierra de San Luis, y con menor frecuencia en las calizas de Churuguara se encuentra, localmente, topografía tipo "kárstica", caracterizada por la presencia de dolinas, simas, captura de ríos, etc.

En el Estado Lara está la mayoría de los cerros de colores amarillentos a blanquecinos que se destacan sobre los suelos rojizos que representan bloques alóctonos en el Surco de Barquisimeto.

La depresión central de Lara está 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 por el Norte al sistema falconiano, en el Noreste a las laderas andinas y en el Suroeste a las elevaciones de la Cordillera de la Costa. O sea, que aquí confluyen los Andes-Falcón y el Sistema Montañoso del Caribe.

El piedemonte norandino es una prolongación de la depresión o silla del Táchira, presenta laderas bajas formadas por rocas sedimentarias terciarias inclinadas hacia el Lago de Maracaibo. Otras expresiones del pie-

demonte Norte Andino se vuelven a encontrar en Sabana Libre, Betijoque y Motatán. Aquí arranca la cordillera de Ziruma o Serranía 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 las desembocaduras de los ríos 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 Cumaná se encuentra la bahía 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 archipiélago 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 bahías como Guanta y Pertigalete.

Entre Cumaná 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 alóctonas metamórficas del Sistema Montañoso del Caribe. Al interior, tierras de piedemonte representan Caucagua, Santa Teresa y Santa Lucía. Entre Boca de Uchire y Píritu confluyen las últimas filas de la Serranía del Interior, con sedimentos terciarios que se alinean en filas paralelas al rumbo de las capas, fracturadas por fallas de rumbo.

El piedemonte Surandino comienza en la Hoya del Río Uribante y continúa por el Río Michai. En la carretera Barinitas-Apartadero se observa el piedemonte Surandino como filas alineadas, formadas por areniscas de edad terciaria hasta llegar al Oeste del Río Boconó, donde la fisiografía se vuelve compleja por la presencia de bloques alóctonos en la facies "flysch".

Desde San Carlos hasta la depresión del Unare, 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 tectónicas del SMC. El límite Sur del piedemonte coincide con el límite Norte de la Provincia de los Llanos y corresponde a las fajas de buzamientos suaves, que presentan algunas cuestas de buzamiento del Terciario Temprano. La faja meridional coincide con la faja tectónica volcada, encuentro que forma el alineamiento fisiográfico más 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 Baúl.

Las capas de areniscas se observan espectacularmente desplazadas en el puente sobre el Río Tiznados y nuevamente en la población de Dos Caminos, al Sur de Parapara de Ortiz, de donde sigue hasta Camataguita y se desplaza nuevamente hasta Altagracia de Orituco y de allí continúa, finalmente, hasta la depresión del Río Unare y llega a la costa de Píritu. Esta faja fisiográfica está limitada al Sur por el Corrimiento Frontal de Guárico.

La siguiente faja fisiográfica se extiende al Norte de las fallas hasta el comienzo de la topografía más abrupta de las laderas de la Serranía 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 tectónica, 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 está 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 Serranía Oriental hasta Aragua de Maturín y Quiriquire, en filas alargadas, soportadas por sedimentos terciarios. Las mesas de Monagas terminan abruptamente contra las estribaciones meridionales del piedemonte. El Río San Juan corta la Serranía del Interior Oriental y desarrolla una planicie deltáica rodeada del Cerro Paradero, cerca de Guanoco y Guariquén, y representan las últimas elevaciones de rocas cretácicas calcáreas más orientales.

Planicie del Lago de Maracaibo y Planicies Costeras

La Planicie Circundante del Lago de Maracaibo está configurada por el piedemonte de Perijá y la Sierra de Cojoro al Oeste, por el piedemonte de los Andes de Mérida al Sureste y por las estribaciones de la Serranía 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 altas a la cota 30-40 m.s.n.m. Casi toda la cobertura del Lago de Maracaibo esta compuesta por sedimentos cuaternarios, y solamente en el sector occidental del lago se encuentran algunos afloramientos de rocas del Paleógeno, así como en Maracaibo y en las crestas de las estructuras de La Paz y Mara.

El comienzo del piedemonte está 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 árida que termina bajo los acantilados de la población de Cojúa, siguiendo más 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 más 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 Río 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 Río Cachirí y en la zona Sur (Distrito Urdaneta y Norte de Perijá), los ríos el Palmar y Apón corren en dirección Sureste siguiendo la inclinación de la planicie. Más al Sur, los grandes ríos como Santa Ana y Catatumbo, fluyen con dirección al Este franco y contienen las mayores ciénagas y pantanos. En general, las laderas andinas caen abruptamente a la planicie del Lago, sin un piedemonte bien desarrollado. Los ríos son cortos y entre ellos se destaca El Chama.

Las planicies orientales muestran también las subprovincias de llanos altos y zonas bajas, con una planicie de anchura variable y compleja por las intersecciones con las estribaciones de la Serranía de Trujillo o de Curuma. La línea de playa comienza en dirección Sur-Norte hasta San Isidro de Ceuta, allí 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 costa de Bolívar, con localizaciones famosas como La Rosa, Tía 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 continúa hacia el Este-Noreste donde se une a la planicie árida de Falcón.

Ocupando la parte central de las planicies se encuentra el Lago de Maracaibo, un cuerpo de agua de 14.344 km^2 con una longitud máxima de 155 km y una anchura de 120 km. La profundidad de las aguas en el Lago tiene 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 Lagunitas. La desembocadura del Río Santa Ana en el Lago produce una albufera. El Lago se comunica o sale al Golfo de Venezuela, por un canal denominado El Tablazo. Ese canal comienza entre Punta Hicotea y Chiquinquirá donde tiene 20 km de ancho y se estrecha al Norte entre Punta Iguana y Maracaibo; se aprovechó esta estrechez y se construyó el Puente sobre El Lago de 9 km de longitud; luego vuelve a estrecharse 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 que origina tres bocas separadas, siendo la de San Carlos la más grande y por la que pasa el canal dragado y las embarcaciones. La única isla que presenta rocas duras es la 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 árida del Estado Falcón, 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 médanos, dunas, arroyos, ríos secos y arbustos espinosos. Los terrenos están cubiertos por sedimentos del Cuaternario y, en Arrumaco, por rocas sedimentarias de edad Neógeno. Los pocos ríos, como el Río Coro, corren en dirección Norte y desembocan en el Golfo de Venezuela y en el Golfo de Coro.

El Istmo de Los Médanos conecta la planicie falconiana con la Península de Paraguaná. Aquí los médanos son accesibles y muy visitados, tanto por turistas nacionales como extranjeros. Estos médanos se forman por la persistente dirección de Este a Oeste y velocidad de los vientos 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 Cardón. Al Este de la Vela de Coro las planicies del tipo aluvial se concentran en las zonas de las desembocaduras de los grandes ríos, como el Hureque, Tocuyo, Aroa y Yaracuy.

Al Este de Cabo Codera se extiende la planicie del Río Tuy que constituye una extensa 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 Río Neverí se localiza la llanada de Barcelona-Puerto La Cruz. Aquí se encuentra el tómbolo de El Morro formado por calizas, areniscas y limolitas cretácicas. A partir de Guanta, al Este, siguen acantilados de rocas cretácicas, con algunas bahías como la de Santa Fe y Mochima, y playas como Agapito, Playa Colorada, etc. La desembocadura del Río Manzanares 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 Neógeno. En el fondo oriental del Golfo de Cariaco se observan zonas bajas y pantanosas, con manglares, que terminan contra las estribaciones del Casina. Al Este de El Pilar comienza la planicie costera meridional de Paria, donde se localizan las poblaciones de Yaguaraparo, Irapa y Güiria, al Este de la cual termina la planicie con el SMC. En el sector Oeste de esta planicie desciende a los pantanos y ciénagas del sistema el Río Trépano, parte del sistema deltáico oriental.

Provincia de Los Llanos

Los Llanos venezolanos, con 260.000 km2, son parte de los llanos que se extienden en dirección Suroeste a Colombia. 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 Tardío 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 Baúl, compuesto por rocas ígneas y metamórficas de edad Paleozoico y Mesozoico Temprano. El Alto de EL Baúl separa las cuencas de Barinas-Apure al Oeste y al Este de Venezuela.

La altura mayor se alcanza en el cerro de rocas volcánicas Las Guacamayas, con 512 m.s.n.m. Hacia los 400 m.s.n.m., abundan rocas piroclásticas. Entre ambas, el nivel de 460 m.s.n.m., se compone de filitas y cuarcitas de bajo grado metamórfico, incluso con fósiles (Formación Mireles) del Paleozoico Temprano, y a los 300 m.s.n.m., tenemos cerros redondeados, dómicos, formados por el Granito de El Baúl.

Los Llanos venezolanos pueden dividirse en tres partes: occidental, central y oriental. La subprovincia de los llanos occidentales tiene por límites los siguientes: al Sur el Río Orinoco, desde la desembocadura del Río 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 está limitada al Oeste por una línea que sigue el escarpado occidental de las mesas de Urica, Santa Rosa, Cantaura y Guanipa, continúa por el Sur de Pariaguán hasta el valle del Río Orinoco; su límite Norte lo determina el piedemonte y el límite este los caños de marea y tierras inundables que marcan el comienzo del Delta del Orinoco.

El sistema de drenaje de los Llanos occidentales está controlado por los ríos 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 Río Pao, con los ríos Guárico, Manapire y Zuata que van al Orinoco Medio; zona Nordeste, con la hoya del Río Unare que drena al Mar Caribe. Los extremos son el Río Guere por el Este, y los Río 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 Anzoátegui. Estas mesas están circundadas por escarpados o farallones de pendientes abruptas y verticales, y alturas de 40 metros o más. Muchos morichales nacen al pie de estos farallones.

Las mesas poseen un mal drenaje, tipo dendrítico centrípeto hacia una depresión o laguna central. Los ríos, como Amana, Guarapiche y otros, nacen del borde Sur de la Serranía del Interior y al caer en la planicie cambian de rumbo NS a EW. Los ríos 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.

Sistema Deltáico Oriental

El SDO comprende un delta complejo múltiple e integrado por la desembocadura de los ríos Orinoco, que contribuye con más del 90% de ese complejo deltáico, Delta del Río San Juan, bajos del Río Guanipa, zonas pantanosas de los ríos Guariquén y Turépano, cubriendo en total unos 60.000 km^2.

El Delta del Orinoco tiene su vértice entre Barrancas y Los Castillos de Guayana. De aquí parten dos grandes brazos de agua: Río Grande, de dirección Este-Oeste, que cae en aguas del Atlántico, en la Boca Grande o de Navíos, y el Caño Mánamo, con curso Sur-Norte, que desemboca en Pedernales, sobre el Golfo de Paria. Este triángulo ocupa unos 30.000 km^2 y dentro de él 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, 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 más característica del delta son los manglares.

El SDO puede dividirse en tres partes: **A.** Delta superior (con facies fluvio-deltaicas, con canales actuales y abandonados, meandros también abandonados, diques naturales, llanuras de inundación). **B.** Delta medio (con llanuras de inundación, predominio de limos y arcillas en lugar de arenas, zonas de pantanos y formación de turbas) **Figura No. 1** y **C.** Delta inferior con ambiente tipo estuario de Río Grande, controlado por la acción de las mareas; línea 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 acción de las mareas.

Díaz de Gamero (1996) propone un Proto-Orinoco en la Cuenca de Falcón durante el Mioceno Temprano a Mioceno Medio y para el Mioceno Tardío el que tal delta se localiza en la subcuenca de Maturín. Sin embargo, otros autores proponen que el Proto-Orinoco desde su curso medio siempre tuvo una dirección predominante hacia el Este.

La evolución del delta actual **(Méndez, 2000)** se puede limitar al final del Pleistoceno Tardío o Glaciación Wisconsin y a la transgresión Flandriense del Holoceno. Durante el máximo de la Glaciación 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 transgresión Flandriense o del Holoceno se inició hace unos 16.000 A.P. hasta los 7.000 A.P., el aumento del nivel del mar fue muy rápido (8 mm/año), con el nivel del mar a unos 10 m aproximadamente por debajo del presente nivel. El nivel actual del mar se alcanzó entre los 4.000 a 2.000 A.P.

El Delta del Río San Juan, al Norte de la divisoria entre los ríos Guanipa y Guarapiche, comienza en los alrededores de Caripito, donde se encuentra la confluencia del Río Caripe con el Río San Juan y luego con el Río Azagua.

El delta bajo se extiende a partir de la confluencia con el Río Guarapiche hasta la desembocadura del Río San Juan en el Golfo de Paria, en la Barra de Maturín. Más al Norte se desarrollan las zonas pantanosas de los caños Guariquén y Turépano.

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 Río 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 Maturín, en la localidad El Hervidero, se encuentra un pequeño "volcán" de barro con algo de gas.

Provincia de Guayana

El Escudo de Guayana se extiende al Sur del Río Orinoco y limita al Oste con Colombia por los ríos Orinoco, Atabapo y Guainía-Negro; al Sur con Brasil en Cocuy-Neblina cabeceras de los ríos Orinoco-Ventuari y la Gran Sabana con la Sierra Pacaraima, y al Este con la Zona en Reclamación con los ríos Venamo y Cuyuní, cubriendo casi el 50% de la superficie de Venezuela.

Fisiográficamente se diferencian varias provincias: La provincia Norte con la cobertura Cuaternaria de la

formación Mesa que bordea todo el curso Norte del Río 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 Bolívar y gneises cuarzo-feldespáticos anfibolíticos y granulíticos, migmatitas, charnockitas y algunos mármoles dolomíticos 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 Super Grupo Pastora, y de filas más anchas y más bajas de cinturones verdes, más 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 Río Cuyuní, alcanza grandes áreas planas altas; se denomina Gran Sabana, formada por areniscas feldespáticas del Mesoproterozoico con alturas de 1.500 a 950 m.s.n.m., desde Luedpa hasta Santa Elena del Uairén, culminado por tepuys o mesas altas de ortocuarcitas sedimentarias del Grupo Roraima, con innumerables y bellos tepuys como el Roraima, Auyantepuy, Chimantá y hacia Amazonas los tepuys de El Pañuelo, Cuao, Autana, Parú, 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 Bolívar y el Estado Amazonas, predominan las rocas riolíticas y granitos que forman filas alargadas como la de Caicara-Santa Inés y grandes batolitos como los de San Rosalía, El Parguaza, Parú, etc. Particular fisiografía muestra la provincia del Casiquiare, en Amazonas, casi plana, con alturas por debajo de los 200 m.s.n.m., constituida por rocas graníticas 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 en su parte Norte, erosionándose gran parte de la sección y dejando al descubierto las rocas más antiguas del escudo como las granulitas, anfibolitas, migmatitas, charnockitas y rocas graníticas del Complejo de Imataca de edad Mesoarqueozoica.

Levantamiento más acentuado e inclinación debió producirse en el Eoceno Medio-Superior durante el cual no se registró casi sedimentación marina al Norte del Escudo de Guayana. Este último levantamiento ocasionó una más acelerada erosión del escudo y subsecuente depositación en cuencas localizadas al Norte del Río Orinoco **(Olmore y otros, 1986)** y la formación de grabens por reactivación de antiguas fallas al Noroeste del Río Caura y en la Guayana Venezolana, con depósitos modestos de arenas con gas, de edad Mioceno, en esta última región del Sur en la República de Guyana.

El EDG ha sufrido prolongados y repetitivos períodos de erosión, pudiéndose distinguir en las hoyas de los ríos Caroní y Cuyuní varios niveles erosionales, cada uno de los cuales parece tener un origen complejo y diferente de otros niveles: así algunos niveles parecen representar un período de peniplanación; otros niveles son consecuencia de la estructura y composición de las rocas ígneas respectivas (extensos domos graníticos, anorogénicos, ricos en feldespatos).

Al menos seis niveles de altoplanación se registran en la Guayana Venezolana, que de más a menos elevados son los siguientes:

- Nivel Auyantepuy, de 2.000 a 2.900 m.s.n.m. (Posiblemente el nivel más alto sea el techo del Duida – Marahuaca con 3.300 – 3.400 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 más altos parece ser desconocida, aunque **Schubert (1986)** estima que sean Mesozoicos. La edad de los otros cuatro niveles, se comenzó a modelar desde hace unos 40-50 Ma, y se continúan actualmente.

El nivel Imataca-Nuria-Cerro Bolívar-Los Pijiguaos es el más importante desde el punto de vista económico ya que en él se concentraron, por procesos de meteorización, de cuarcitas ferruginosas y rocas graníticas, que indujeron el enriquecimiento supergénico de las respectivas menas minerales, los depósitos de hierro y bauxita, respectivamente, de la Guayana Venezolana.

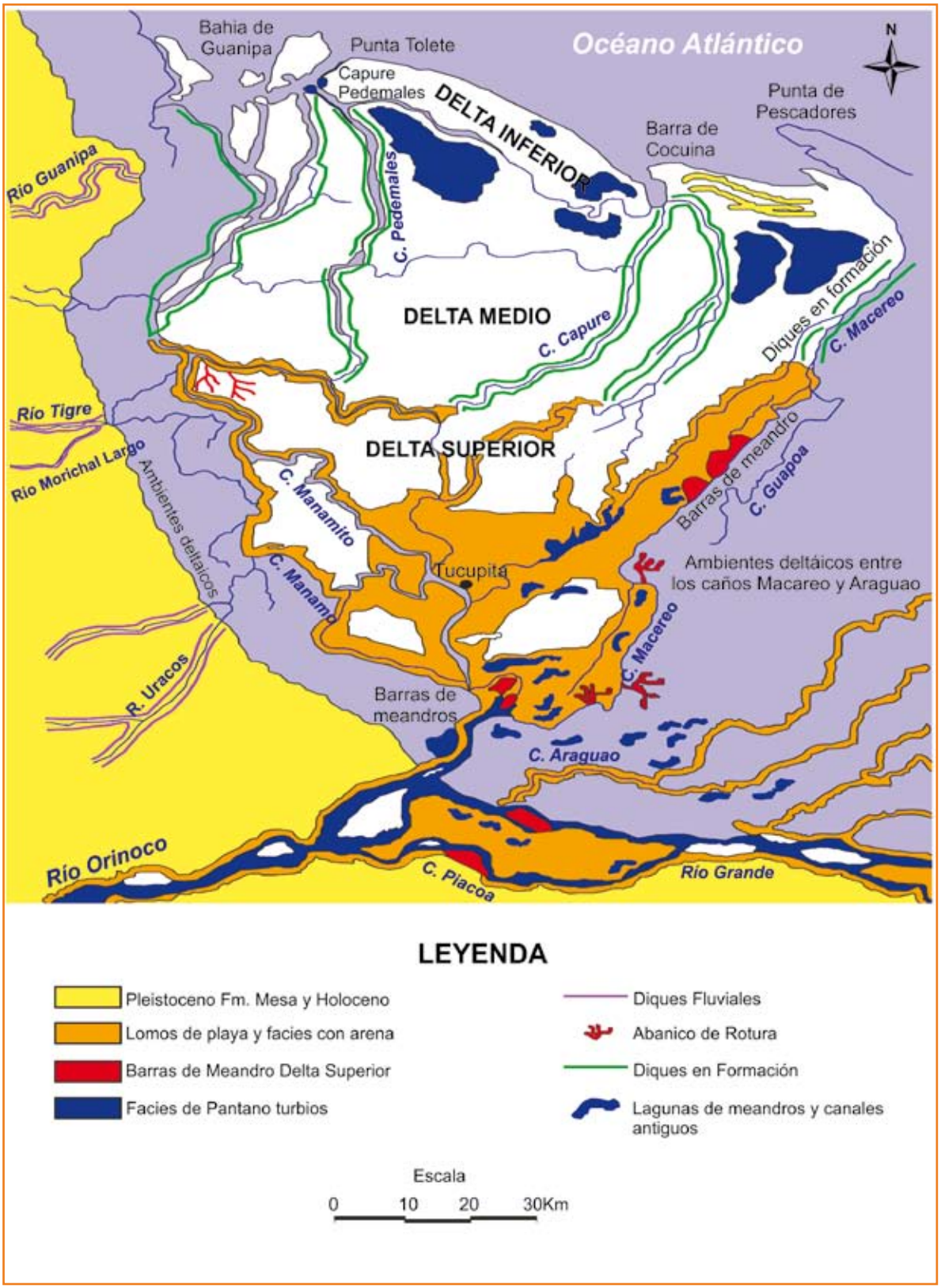


FIGURA No. 1 Ambientes y facies deltáicas entre los caños Manamo y Macareo *(Tomado de Méndez, 2000)*

PARTE II

Precámbrico:
Evolución Geotectónica y Recursos Minerales
del Escudo de Guayana en Venezuela

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 1985, se pudo adelantar un programa de promoción minera que se llevó a cabo exitosamente entre los años 1990 a 1993, otorgando 1.041 contratos mineros de exploración y subsiguiente explotación, de los cuales 611 correspondieron al sector de la Pequeña Minería y 431 a la Mediana y Gran Minería, para un total de 1.326.000 Has. El 65% del área referida fue 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 se destacan las asociaciones Placer Dome-CVG para Las Cristinas. Además se promovieron otros contratos mineros con importantes empresas.

Todo ello con el objeto de motivar y ejecutar un desarrollo minero sustentable 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 asegure 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 involucrados en el tema: Ministerios del Ambiente y Recursos Naturales Renovables, Defensa, Energía y Minas, CVG, Cartografía Nacional, Universidades Nacionales, Convenios con el Servicio Geológico y con el Servicio Forestal de Estados Unidos, con el Servicio Geológico de Francia, con el sector privado minero y representantes de asociaciones mineras y metalúrgicas del país.

El gran artífice y gerente de esta obra, la de conocer y desarrollar sustentablemente los recursos del 50% de Venezuela, que es el área que ocupa la Región Guayana, es un venezolano de excelencia, un insigne Gerente Guayanés, el Doctor Leopoldo Sucre Figarella.

Finalmente, los más de 3.000.000 de barriles diarios de energía hidroeléctrica equivalentes, los 12.000 millones de toneladas de hierro de bajo tenor y 1.700 millones de toneladas de alto tenor, las 8.000 toneladas potenciales de oro, los 6.000 millones de toneladas de bauxitas, el gran potencial de minerales radiactivos son, entre otros, sólo la introducción de las riquezas naturales que nos presenta Guayana para un desarrollo armónico sustentable. No hay razones para que no lo logremos con el esfuerzo y la autorrealización de todos. Guayana es, inequívocamente, la gran vía para recorrer. Sigámosla con vocación, amor y dedicación total.

EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA Y RECURSOS MINERALES DEL ESCUDO DE GUAYANA EN VENEZUELA

RESUMEN

El Escudo de Guayana (EG) se localiza al Sur del Río Orinoco y ocupa aproximadamente el 50% de la superficie de Venezuela. En el EG afloran rocas tan antiguas como de 3.41 Ga (granulitas y charnockitas del Complejo de Imataca) y tan jóvenes como de 0.711 Ga. (kimberlitas eclogíticas de Guaniamo) y diabasas aún Mesozoicas, 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 (Atlántica-Caura/Columbia), 0.8-07 Ga (Rodinia), 0.6-0.5 (Pannotia-Gondwana) y 0.2 Ga (Pangea).

El EG se compone de las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima que forman parte del Cratón Amazónico del Precámbrico de Sur América, el cual se extiende por el Norte de Brasil, las Guayanas, remanentes precámbricos de Colombia y de Bolivia, y estaba unido a Laurentia-Báltica hasta hace 750 Ma y a África Occidental hasta la ruptura de la Pangea, hace unos 200 Ma.

Durante el Meso y Neoarqueozoico (Orogénesis Guriense 3.70 - 3.41 Ga y Aroensis, o Kenoriana 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 (BIF), tipo Dos Carajás (Cerro Bolívar y relacionados) y tipo Algoma (El Pao y similares).

Esos CRV fueron intrusionados por rocas gabroides-dioríticas a tonalíticas, trondjemíticas y granodioríticas (asociación TTG) que formaron expandidos domos contra apretados sinformes de CRV, que sufrieron politectonometamorfismo (granulitas félsicas y máficas de dos piroxenos con altas temperaturas, del orden 750ºC - 850ºC y moderadas presiones <8 Kbs). En El Pao afloran charnockitas, granulitas máficas y ultramáficas (equivalentes metamorfizados de basaltos tholeiíticos comatiíticos y comatiitas), anortositas y BIF. Esas rocas se formaron probablemente ¿en un "rift" continental relacionado a una superpluma de calor hacia 2.7 Ga?

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, alcanzando altos grados metamórficos, con grandes fallamientos y, en particular, corrimientos, formando fajas tectónicas con litologías, metamorfismos 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, hacia 2.7-2.5 Ga, formando parte estos terrenos de Imataca del primer gran supercontinente, que denominamos Guayanensis o Kenorlandia. Este supercontinente fue disruptado entre 2.4 a 2.3 Ga.

En el Paleoproterozoico (Orogénesis Transamazónica, 2.3-1.8 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.

Esos CRV se formaron en arcos de islas primitivos y más evolucionados, plateaux oceánicos y cuencas detrás del arco, con rocas predominantes basáltico-comatiíticas hacia la base (melanges o complejo Cicapra y equivalentes) seguidas por rocas transicionales entre comatiíticas y tholeiíticas (metabasaltos comatiíticos de Florinda), basandesitas, basaltos tholeiíticos y sedimentos pelíticos profundos (de El Callao, La Cuaima, El Torno, Río Claro?) y rocas metavolcánicas y metavolcanoclásticas félsicas hacia el tope (metasedimentos y esquistos de Yuruari, >2.130 Ma.) que fueron plegometamorfizadas (Facies Epidoto-Anfibolita y Facies Esquistos Verdes) con y por domos tonalíticos, trondjemíticos, granodioríticos (TTG) y migmatitas (Complejo de Supamo), relacionados a plumas de calor, e intrusiones sin y postectónicas dioríticas y gabroides.

El concepto de arco-pluma de calor se turna en la evolución de CRV del Arqueozoico, como en Abitibi donde las comatiitas se encuentran intercaladas con basandesitas de arcos de islas encima de zonas de subducción. Situación algo similar se estima para el CRV de Pastora en El Callao, Escudo de Guayana, Venezuela. Falta por hacer muchas determinaciones de edades por U-Pb en circones para conocer más firmemente las edades de las rocas del CRV de Pastora.

Todas las "Formaciones" del denominado "Supergrupo Pastora" son alóctonas. Los contactos entre sí de estas "Formaciones" no son estratigráficos, como lo postularon diversos autores en los años 1960, sino que son de tipo tectónico. Estas "Formaciones", amalgamadas por convergencias tectónicas, ahora consideradas en este libro como unidades litodémicas y asociaciones de los CRV se formaron en ambientes distintos y distantes entre sí. En realidad se trata de terrenos y, la amalgamación de los mismos en superterrenos, esto es el antiguo "Supergrupo" Pastora, en realidad, es un superterreno y sus unidades "Formacionales" que lo componen son terrenos formados en ambientes diferentes, que fueron trasladados por convergencia tectónica y amalgamados unos a otros antes de los 1.900 Ma, bajo las diferentes fases evolutivas de la Orogénesis Transamazónica.

Las rocas de las denominadas "Formaciones" El Callao y Florinda se debieron originar en islas cercanas a un plateau oceánico y pluma de calor, y posiblemente colidieron con rocas del plateau, de la Formación Cicapra, y todas juntas tectónicamente colidieron a su vez contra las lutitas negras, lavas félsicas y metatobas intermedias andesíticas de Yuruari, que representa quizás el máximo del pico de la pluma de calor hacia 2.1-2.0 Ga.

La colisión Yuruari versus El Callao/Florinda – Cicapra debió ocurrir precierre del océano Pastora hacia 2.1 - 2.0 Ga.

El CRV de Pastora contiene varios CRV amalgamados, confundidos con formaciones que representan verdaderos terrenos o superterrenos tectónicos, formado cada terreno por una o varias asociaciones tectonomagmáticas diferentes. El CRV de Abitibi contiene 10 terrenos o CRV yuxtapuestos y amalgamados, aparentando un solo CRV. El CRV de Pastora pareciera contener al menos de 3 a 4 o aún más terrenos yuxtapuestos y amalgamados tectónicamente.

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 turbidíticas volcanogénicas, de composiciones intermedias a félsicas, calcoalcalinas, con escasas rocas volcánicas máficas y ausencia total de rocas comatiíticas (Formación Caballape y equivalentes del denominado "Grupo" Botanamo), cerrándose los mares con sedimentos molasoides, colores rojos, pelíticos, samíticos y hasta conglomerados polimícticos (Formaciones Los Caribes, Urico equivalentes de Maracapra, Ston, Murawa, etc.).

El nuevo CRV denominado Botanamo colidió contra el viejo cinturón de CRV de Pastora formando una sutura (Sutura Marwani), cerrándose totalmente el océano Pastora-Botanamo-Barama Mazzaruni, contra el continente Imataca hacia 2.0-1.95 Ga.

La mineralización hidrotermal aurífera fue entonces removilizada, precipitada, concentrada y enriquecida en tenor de nuevas zonas de fracturas con rocas alteradas de composición química altamente reductora (carbonatos, metabasaltos con alto contenido de Fe, etc.). Estos CRV, más jóvenes, de Pastora y Botanamo fueron suturados y acrecionados debajo de Imataca, más antigua (Megafalla o sutura de Gurí), coincidiendo o formando parte del gran Supercontinente Atlántica o Columbia.

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 de varios tipos: **a.** Motherlode (de tendencias NE, como El Callao, Chile, Chocó; NS, tales como Coacia, Day; NW, como Camorra, San Rafael); **b.** Pórfidos de oro y cobre (NE, como Las Cristinas-Brisas del Cuyuni); **c.** Tipo "saddle reef." (NE, Tomi; NS, Fosforito); y tipo **d.** Sigma-Lamaque, Ashanti, etc., 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).

Entre ambas colisiones, entre los CRV, y el final del cierre oceánico, posiblemente hacia 2.1 -2.0 Ga, se formó una nueva zona de subducción con un borde continental activo, de un continente relativamente delgado, en el que se originó un efímero arco magmático con intrusiones alcalinas

dioríticas a cuarzo-monzoníticas con rocas volcánicas y piroclásticas equivalentes, intermedias andesíticas y areniscas inmaduras arcósicas que rellenaron surcos al momento de la retirada de los mares.

Así se inició la formación de pórfidos de Cu-Au de Las Cristinas, Omai, etc., hacia 2.15-2.05 Ga, pero fueron interrumpidos o abortados por intrusiones más félsicas que añadieron calor e hidrotermalismo, con nuevo aporte de Cu, Au, algo de Mo y turmalina y con ello una más amplia, diseminada y enriquecida mineralización de oro-cobre (1.3 g/t de Au para más de 60 M de onzas y menos de 0.2% de Cu, con trazas de Mo y otros metales). Las Cristinas puede igualar o superar al gigante Ashanti de Ghana, donde la sola mina de Obuasi registra hasta hoy unos 50 M oz Au.

La secuencia volcano-sedimentaria de Las Cristinas, intrusionada por las cuarzo monzonitas y dioritas y pórfidos graníticos, debió ser en tiempo algo posterior y de ambiente tectónico totalmente diferente a la "Formación" Caballape de la zona de El Callao-Tumeremo o a la "Formación" Venamo cercano a Anacoco y el Río Venamo. Allí debe definirse unas nuevas unidades litodémicas y Asociación Las Cristinas.

A los arcos de islas de Botanamo, acrecionados junto con Pastora a Imataca, siguió algo más tarde (unos 20-30 Ma) la fusión parcial más profunda, de material del manto que calentó, fracturó y se mezcló con material de la corteza, predominantemente granítico tipo TTG del Complejo de Supamo para con poco fraccionamiento, producir en un borde continental activo tipo Andes, rocas volcano-plutónicas de la Asociación Cuchivero desde 1.95 a 1.8 Ga.

Magmas de composición granítica, altos en K_2O, que se emplazaron hasta la superficie y cristalizaron como las rocas volcánicas y piroclásticas (ignimbritas mayormente) de Caicara y cristalizaron a niveles mesocatazonales sus comagmáticos granitos calcoalcalinos de la Asociación Cuchivero (granitos de Santa Rosalía y San Pedro) y sus equivalentes del arco magmático Cuchivero-Tapajós, durante el Evento Orocaima (1.98 Ga-1.88 Ga), al final de la Orogénesis Transamazónica

De esta forma, la Orogénesis Transamazónica que se inició hacia 2.2 - 2.3 Ga con plumas de calor y la formación de granitos TTG del Complejo de Supamo, concluyó con la formación de granitos calcoalcalinos en un borde continental tipo Andes hacia 1.8 Ga, presedimentación de la facies molasa, post-tectónica, del Grupo Roraima que comenzó durante y luego del cierre final del océano que subductaba debajo del continente Atlántica/Columbia.

Hacia Suriname abundan más las andesitas, típicas de estos ambientes de arcos, de tectónica de placas moderna, que hacia Cuchivero. La corteza de la cual se derivaron en parte estas rocas graníticas de la Asociación Cuchivero, debió ser del tipo Complejo de Supamo. Las rocas ígneas félsicas de la Asociación Cuchivero presentan bajos contenidos en Ni (<5 ppm) y altos contenidos de Sr87/Sr86I (0.7067) que indican participación de material costral y del manto superior en su origen, además de su carácter peraluminoso y la presencia, aunque no constante, de muscovita. De esta forma hacia 1.8 Ga se había consolidado (= final de la Orogénesis Transamazónica) un gran bloque continental (Imataca+Pastora-Botanamo+Cuchivero) y sus equivalentes hacia el Sur en Brasil y hacia el Este en África Occidental, formando parte de la amalgamación del supercontinente Atlántica-Caura/Columbia.

Este enfoque difiere de la gran mayoría de interpretaciones previas, incluida la propia, **Sidder y Mendoza (1995),** que finalizan la Orogénesis Transamazónica con los arcos de islas de Pastora y Botanamo (y sus equivalentes) con la supuesta consolidación del Supercontinente Atlántica, hacia 2.1-1.95 Ga, cuando en realidad la Orogénesis siguió ya que simultánea e inmediatamente después del arco de islas de Botanamo se formó el arco magmático abortado de Las Cristinas y, finalmente, el arco magmático de Cuchivero y este último se agregó junto con Pastora, en la zona de Sutura Caura, al continente Imataca.

Sin embargo, los granitos de Cuchivero han sido interpretados también por algunos autores **(Sidder y Mendoza, 1995)** como granitos postcolisión o postcierre del océano Pastora, finalizando así la Orogénesis Transamazónica, pre-Cuchivero.

Lo que sí parece cierto es que las únicas rocas que son realmente post-tectónicas, post-Orogénicas (= post-Transamazónicas) 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 tectónicas tardías, como lo demuestra su débil pero constante foliación de tendencia N-NW desde Caicara hasta la provincia Tapajós en Brasil, por más de 3.000 km de distancia, así como su siempre presente asociación mineral metamórfica 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 volcanoplutónicas félsicas calcoalcalinas, 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 dió origen al Supercontinente Atlántica-Caura/Columbia, al final de la Orogénesis Transamazónica particularizada al Evento Uatumá, hacia 1.8 Ga.

Hacia el Mesoproterozoico, Imataca+Pastora+Cuchivero (parte del Supercontinente Atlántica-Caura/Columbia), se fracturó profundamente hasta el manto superior. Basaltos tholeiíticos altos en alúmina ascendieron por el "rift" continental hacia la corteza y se mezclaron con material basal granulítico-charnockítico, similar al de Imataca, y/o granodioritas del Complejo de Supamo, y por extensa diferenciación, mediante cristalización fraccionada, produjeron a niveles epizonales granitos rapakivis, biotítico-hornabléndicos-hipersténicos de El Parguaza (1.54- 1.52 Ga por Rb/Sr y U/Pb).

Los granitos rapakivis, en general, se desarrollaron sin ninguna conexión con evento tectónico alguno, a nivel mundial, en el supercontinente Columbia.

Los GRP son comagmáticos con rocas volcánicas (riodacitas y dacitas del Guayapo), granodioritas del Sipapo, granito hornabléndico de Guaniamito, cuarzo-sienitas de Puente Palo, Granito del Marieta, etc., y más tardíamente se diferenciaron a granitos "especializados" plagioclásicos, ricos en flúor y topacio 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 Ávila 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 duró alrededor de 200 Ma, o el equivalente a un ciclo de Wilson.

Tal pluma de calor se debió localizar no muy lejos de la actual Boa Vista de Brasil, dada la asociación AMCG (anortositas-mangueritas-charnockitas-granitos rapakivis) de Boa Vista, así como también presente en el cercano Báltica del Supercontinente Columbia y en Norteamérica.

Posiblemente un complejo sistema de "rifts", relacionados a varias plumas de calor, separó hacia 1.6 -1.4 Ga el Supercontinente Columbia desde Báltica al Sur y Norte de Laurentia (Norte América), Australia y hasta Sur de China y Norte de Amazonia.

Hidrotermalismo post-Parguaza y pre-Rodinia, en Amazonas, pudo originar en estos rapakivis depósitos gigantesco de U-Cu-REE-Au-Ag-Fe, tipo Olympic Dam en Australia, en Norte América y al Sur de Puerto Ayacucho (estos últimos esperan ser verificadas sus importantes anomalías aeromagnéticas y aeroradiactivas desde los años 1970´s).

Sobre Pastora se depositaron, en diferentes cuencas y tiempo, sedimentos molasoides, tectónicos tardíos, en una atmósfera aún predominante en CO_2 (Supergrupo Pre-Roraima, 2.0 Ga) a post-tectónicos depositados sobre Pastora/Cuchivero/Rapakivis del Parguaza, en una atmósfera ya dominante en oxígeno (Supergrupo Roraima, 1.8 Ga-1.4 Ga), sedimentos fluviocontinentales a marino someros, en áreas pericratónicas y cratónicas, estables o atectónicas, que fueron intrusionadas por diabasas y rocas gabroides-tonalíticas (Asociación Avanavero), asociadas a nueva pluma de calor, relacionada a la separación o rifting del supercontinente Columbia y precollage del supercontinente Rodinia. En Canadá se depositaron, en ese mismo tiempo, bajo la misma quietud tectónica, las rocas sedimentarias molasoides de Athabasca, equivalentes a Roraima. Bien conocidos son los depósitos de uranio, tipo discordancia, entre el basamento y la cubierta sedimentaria de Athabasca. En Venezuela aún no parece haberse localizado depósitos, al menos comerciales, de uranio en el contacto Roraima-basamento.

Al final del Nickerian (1.2-1.0 Ga), orogénesis equivalente a la de Grenville de Norteamérica, el bloque Imataca+Pastora+Cuchivero+Parguaza+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 en zonas alejadas de la sutura de metamorfismo de bajo grado, retrógrado, con formación de seudotaquilitas en la Falla de Gurí.

Nuevas e intensas reactivaciones, rifting o disrupciones, particularmente intensas a partir de 750 Ma y que se extendieron en el tiempo quizás hasta los 540 Ma, o finales del Neoarqueozoico, acentuaron la profundidad y ancho de las fracturas preexistentes (Cabruta versus Gurí por ejemplo), facilitando así el emplazamiento de material del manto en una corteza muy espesa con gradiente geotérmico alto, en un ambiente continental atectónico, de lamprófiros (Guaniamo, 0.85 Ga), carbonatitas (Cerro Impacto) y rocas kimberlíticas (eclogíticas) diamantíferas de Quebrada Grande (0.711 Ga por Rb/Sr en flogopitas), asociadas a la ruptura del Supercontinente Rodinia, preinicios de la Orogénesis Brasiliana Pan-Africano.

Parte de esa área en distensión ya fue zona de debilidad en el Mesoarqueozoico, con el "rift" de El Parguaza (aquí ocupado por el Granito de Guaniamito, Granito de Puente Palo, Sienita El Toco, etc.). Pareciera que el borde continental activo Andino ha ido desplazándose paralelamente en el tiempo del Este hacia el Oeste, al menos desde quizás los 1.800 Ma. La asociación Cuchivero para entonces, 1.800 Ma, representaba ya ese borde Andino.

Hacia los 540 Ma se fueron aglutinando los fragmentos de Rodinia, formando un nuevo supercontinente denominado Pannotia-Gondwana, el cual colidió con otro supercontinente, al Norte, conocido como Laurentia hacia 275 Ma cerrándose el océano Iapetus y dando paso a la formación del supercontinente Pangea. Hace unos 200 - 180 Ma, se inició el fracturamiento de la Pangea, la separación de África de Sur América, dando origen al Atlántico, con la última reactivación de la Falla de Gurí, actuando como falla transcurrente en zona continental y como falla de transformación en áreas oceánicas.

A través de la Falla de Gurí y de las fallas paralelas y subparalelas a ella (Fallas Guasipati, Laguna, etc.) en el Escudo de Guayana se emplazaron rocas tholeiíticas máficas y ultramáficas, asociadas a otra gran pluma de calor que tuvo su máximo hacia el Cretácico Medio. Aún se ignora la verdadera edad de la Carbonatita de Cerro Impacto, pero muchas carbonatitas y kimberlitas del SE de Brasil y África están relacionadas con esta superpluma de calor del Cretácico Medio y no sería extraño que la Carbonatita de Cerro Impacto pudiera ser tan joven como del Cretácico.

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

ESCALA DEL TIEMPO EN EL PRECÁMBRICO			
EÓN	ERA	PERIODO	FINAL - INICIO (Ma)
PROTEROZOICO PR	Neoproterozoico NP	Ediacariano NP3	540 - 650
		Criogeniano NP2	650 - 680
		Toniano NP1	680 - 1000
	Mesoproterozoico MP	Esteniano MP3	1000 - 1200
		Ectasiano MP2	1200 - 1400
		Calimiano MP1	1400 - 1600
	Paleoproterozoico PP	Estateriano PP4	1600 - 1800
		Orosiniano PP3	1800 - 2050
		Rhyaciano PP2	2050 - 2300
		Sideriano PP1	2300 - 2500
ARQUEOZOICO AR	Neoarqueozoico NA		2500 - 2800
	Mesoarqueozoico Ma		2800 - 3200
	Paleoarqueozoico PA		3200 - 3600
	Eoarqueozoico EA		3600 - 3800?
HADEANO	Embriano Temprano		3800 - 3850
	Nectariano		3850 - 3950
	Grupos Básicos 1 - 9		3950 - 4150
	Críptico		4150-c - 4560

FIGURA No. 2 División del Precámbrico *(Tomado de ONU, 2004)*

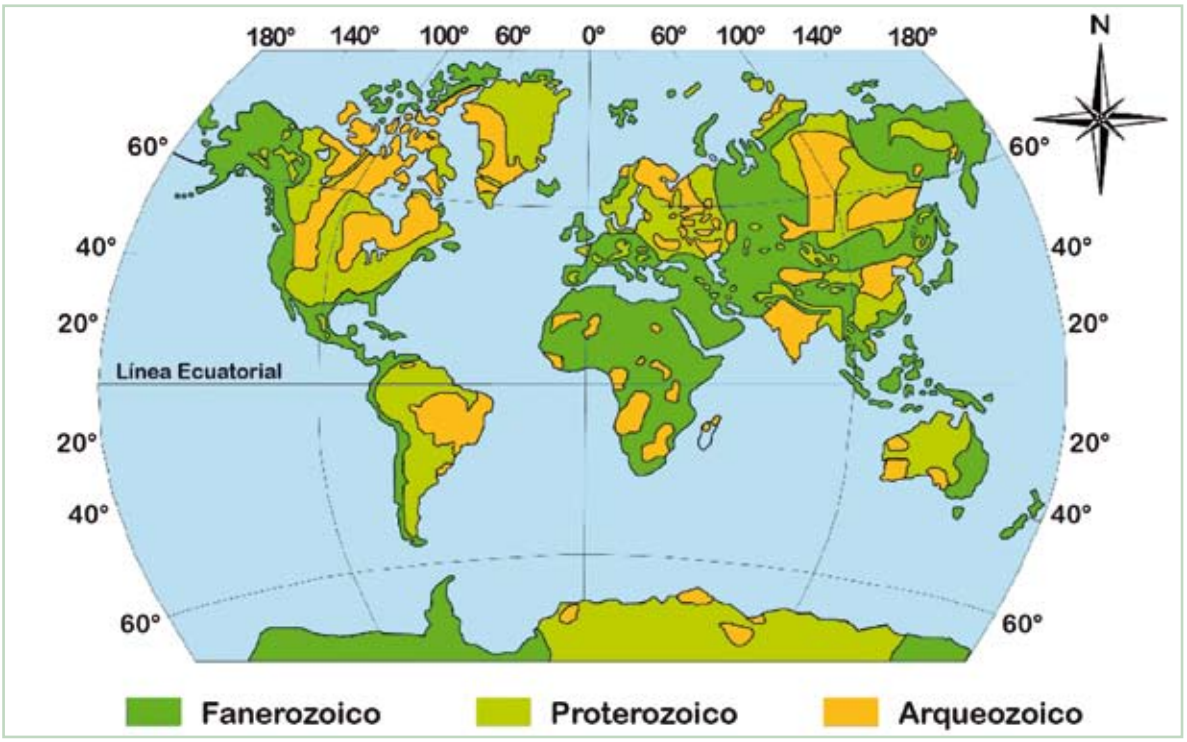


FIGURA No. 3 Mapa mundial que muestra la distribución de terrenos de edad Arqueozoico, Proterozoico y Fanerozoico *(Tomado de Kusky y Polat, 1999)*

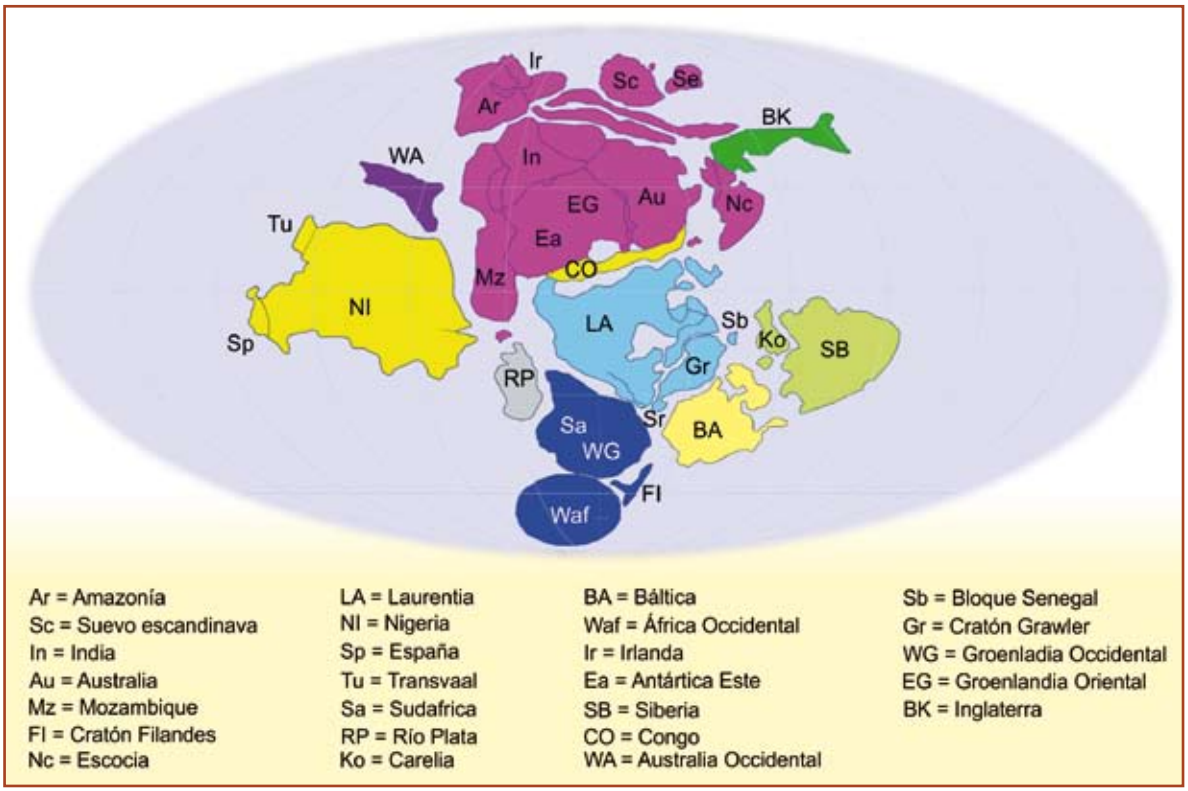


FIGURA No. 4 Distribución paleogeográfica al inicio de la disrupción del supercontinente Rodinia *(Tomado de Condie, 2005)*

CAPÍTULO I

Arqueozoico

TECTÓNICA DE PLACAS EN EL PRECÁMBRICO

INTRODUCCIÓN

Por algún tiempo se interpretó que por una supergigantesca explosión, o "big bang", se creó el universo hace unos 13.7 Ga. Las primeras galaxias y estrellas se formaron hacia 13.6 Ga. En realidad, la teoría del "big bang" refiere que el universo se comenzó a formar y expandir a partir de una primordial caliente y densa condición inicial desde un tiempo dado en el espacio (13.73 ± 0.12 Ga) o, sea que el universo sí tuvo comienzo, y que se continúa expandiendo actualmente **(Singh, 2005).**

Conforme con **Smith (2000),** polvo cósmico, subpartículas atómicas, se acrecionaron o agregaron originando partículas, las cuales se juntaron formando esferas; estas se transformaron en bloques mayores, luego los bloques se unieron formando pequeños planetas, o planetesimales y, finalmente, alcanzaron el tamaño de la Luna. El choque entre bloques planetesimales y con meteoritos fue decreciendo a medida que aumentaban sus tamaños y disminuían en número.

Poco tiempo después de la formación de nuestro sistema solar, el protoplaneta Tierra se formó hacia 4.57 Ga. La Tierra se diferenció en un núcleo metálico y un manto de silicatos, unos 20 Ma después del colapso del evento "supernova".

Al comienzo, el calor causado por el volcanismo, por efecto de la energía endógena del Planeta, fue intensificado por el continuo bombardeo que sufrió la Tierra entre 4.5 y 4.4 Ga, por meteoritos de tamaños muy diversos y uno de ellos de hasta el tamaño de Marte denominado "Theia", chocó con la proto-Tierra, de donde se desprendió o formó la Luna.

Además de ello, se produjo fusión parcial de gran parte del manto dando lugar a un "océano de magmas" que se fueron enfriando en un lapso de unos 100 Ma, siendo los magmas comatiíticos, ultramáficos con muy altos contenidos de MgO, de la corteza oceánica rápidamente reciclados en el manto, así como siendo parcialmente brechados por frecuentes impactos meteóricos.

Tales impactos meteóricos fueron decreciendo hacia 3.8 Ga, y fueron escasos a partir de entonces. Desde 4.5 Ga hasta posiblemente 4.2 Ga o aún 4.0 Ga, pocas o ninguna oportunidad de vida parecieron existir entonces en el planeta Tierra.

La vida comenzó, posiblemente, hacia 4.0 Ga o aún antes. Las células complejas aparecieron hacia 2.1 Ga y la reproducción sexual celular apareció hacia 1.2 Ga. Los organismos multicelulares aparecieron algo después hacia 1.0 Ga. Durante el cambio del Precámbrico al Cámbrico, ocurrió la gran explosión de vida tanto de plantas como de animales.

La cronología de eventos mayores en el planeta Tierra desde 4.6 Ga hasta 3.4 Ga se sumariza en la **Figura No. 5 (Nelson, 2004).** Granos de circón de rocas graníticas TTG del Cratón de Yilgarn, Australia, muestran múltiples edades que corresponden a varios eventos en la evolución del Planeta: las partes menos recristalizadas dan edades de 4.184 ± 3 Ma a 3.930 ± 2, Ma mientras que los bordes o corteza del circón están más recristalizados y arrojan edades más jóvenes de 3.780 ± 3 Ma, 2.864 ± 4 Ma y, finalmente, 1.824 ± 7 Ma, cada una de ellas representantes, posiblemente, de distintas orogenias.

Por efectos de los impactos meteóricos, y/o grandes tsunamis, en el Hadeano se produjeron esférulas, de formas ovoides de <1 mm a 5 mm de diámetro y hasta decenas de km de largo, criptocristalinas, compuestas principalmente de sílice fundida, enfriada rápidamente, que formaron capas de pocos mm a pocos cm de espesor, que se localizaron bajo la base de la acción de las olas, en bocas de deltas.

Tales esférulas se utilizan como capas marcadores o guías, como en la Formación Hoogenoeg del CRV de Barbeton, Sur África. La presencia de espinelas en el Paleoarqueozoico ricas en Ni y en Cr en algunas capas de esférulas, implican un origen extraterrestre de estos componentes, adicionados a los componentes sedimentarios.

Las tektitas son fragmentos fundidos, producidos por impactos meteóricos. Las microtektitas abisales son compuestos silicatados fundidos en vidrio puro, muy rico en SiO_2, que ocurren en los fondos profundos marinos de esos tiempos.

El Hadeano (4.5-3.8 Ga) se caracteriza por la formación del núcleo y diferenciación del manto, exterior. Los prime-

ros magmas tipo lunares (Lunar María por ejemplo), se formaron muy tempranamente (4.44 Ga en el Período Tartareano), luego vinieron las plumas de calor, ridges, islas oceánicas y basaltos de plateau comatiíticos con temperaturas muy elevadas (1.500 a 1.700 ºC).

El Arqueozoico (3.8-2.5 Ga) se caracterizó por una tectónica controlada por convecciones de calor o plumas de calor del manto que fue decreciendo en tiempo, versus el estilo de tectónica de placas de la subducción y regreso al manto de corteza oceánica "fría" del Fanerozoico, la cual se caracteriza por:

a. Corteza oceánica desarrollada en los "rifts" o dorsales oceánicas
b. La formación de rocas volcánicas y plutónicas complejas en arcos de islas
c. La producción de melanges acrecionarios durante los procesos de subducción de corteza oceánica.

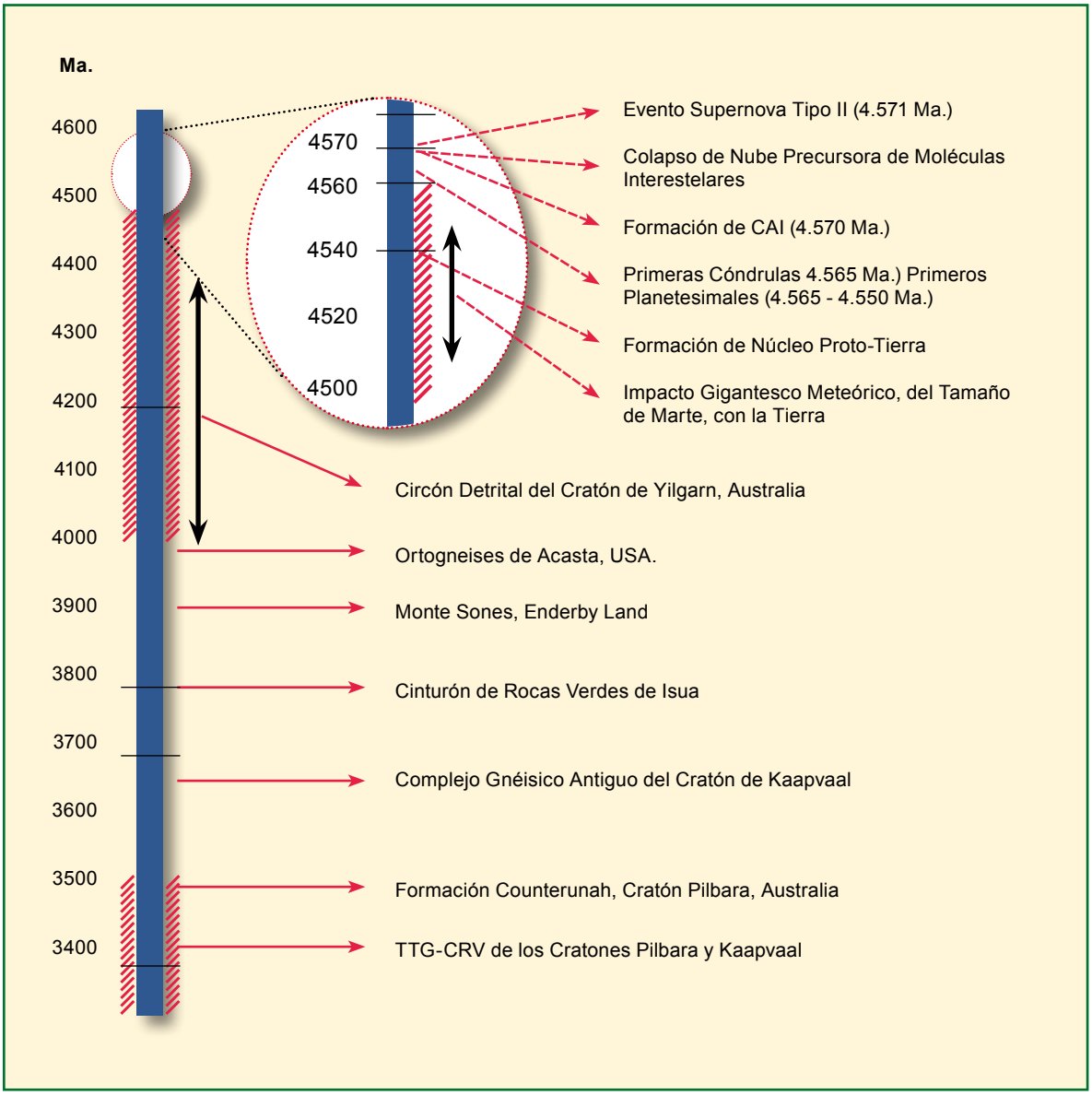


FIGURA No. 5 Geocronología de eventos mayores ocurridos desde la formación del sistema solar hasta el Mesoproterozoico *(Tomado de Nelson, 2004)*

Sin embargo, también en el Arqueozoico se han registrado varios melanges compuestos de diferentes unidades litotectónicas, formadas en ambientes tectónicos separados, pero que ahora se encuentran intensamente mezclados o amalgamados. Ejemplos de ello son:

1. Ofiolita Dongwanzi del Norte del Cratón Chino, 2.5 Ga
2. El melange de Schreiber-Hemlo de la Provincia Superior, Canadá, 2.7 Ga
3. El Complejo del Cañón de Farmington de Wyoming, USA, 2.6 Ga
4. Rocas supracostrales de Isúa, Groenlandia, 3.71 – 3.85 Ga

Estos complejos acrecionales del Arqueozoico son la mejor evidencia de la puesta en marcha de la tectónica de placas, en particular hacia fines del Neoarqueozoico, excepto para el caso de Isúa interpretado en su parte inferior como un melange (bloques de restos de CRV en una matriz de lodolitas), mientras que su parte superior representa rocas metabasálticas almohadilladas, con cherts y BIF, en "capas" separadas, cizalladas y falladas ("thrusting"). Las zonas de corrimientos están ocupadas por grauvacas máficas, arcosas, lodolitas, lutitas calcáreas y conglomerados turbidíticos menores.

Sin embargo, otros autores (Shervais, 2005) interpretan estas rocas como máficas y ultramáficas cizalladas y tectonizadas y los carbonatos de origen quimicometamórfico. Si esto último es correcto, entonces Isua no representa un complejo acrecionado, como las unidades del melanges del Franciscano, USA, sino procesos del Hadeano (tope) de convergencia asimétrica en transición al Arqueozoico de tectónica de placas en parte controlada por plumas de calor y coincidente, en parte, con el final del gran bombardeo de meteoritos contra la Tierra.

Desde el Hadeano al Neoarqueozoico, con máximo a 2.7 Ga, se generó, entre el 50% al 65% de la corteza continental juvenil o primaria del planeta Tierra, derivada por fusión parcial y diferenciación del material del manto superior y la tectónica de placas inducidas por plumas de calor predominaron sobre la tectónica de placas moderna.

Pero a partir de 2.7 Ga, o algo antes, con la gran formación de los granitos TTG, los procesos de tectónica de placas modernos fueron los absolutamente dominantes en la evolución del crecimiento de la corteza continental.

Menos eficiente ha sido la Tierra para producir su corteza terciaria, granítica, que la diferencia del resto de los planetas de nuestro sistema solar, carentes de corteza granítica.

La corteza granítica representa cerca del 1% de la masa del planeta Tierra, requiriendo quizás unos 2.000 Ma para que aparecieran los más voluminosos y primitivos granitos TTG (sódicos) y se originara el primer supercontinente (Kenorlandia), hacia 2.7 Ga y luego aparecieran los granitos más potásicos.

La Evolución del Planeta Tierra

La evolución del planeta Tierra, el único del sistema solar con evolucionada corteza continental, y su atmósfera dieron origen, entre otras cosas, a la vida, la cual modeló la Tierra y su subsiguiente desarrollo. Nuestro futuro está ligado a la interpretación que demos al pasado geológico y consideremos qué cambios, favorables o no, pueden venir hacia delante.

Continentes y océanos rodeados de una atmósfera rica en oxígeno soportan las formas de vida actuales. Esto ha sido aproximadamente constante solo durante la experiencia humana en el planeta, pero la Tierra y su atmósfera han estado cambiando continuamente a lo largo del tiempo geológico, desde que ella se formó hace unos 4.5 Ga.

La geología isotópica ha permitido a los geólogos postular que la acreción de la Tierra culminó con la diferenciación del Planeta en: núcleo (fuente magnética de la Tierra), manto y corteza oceánica, de composición comatiítica, alta en MgO, al comienzo.

Algunos meteoritos arrojan edades de 4.56 Ga y sus fragmentos son partes equivalentes en la Tierra. Pero este planeta continuó creciendo durante el bombardeo meteórico hasta unos 120 a 150 Ma más tarde de su formación original. Aún hoy parece expandirse, como parte mínima del Universo en expansión.

En ese tiempo, 4.44 Ga a 4.41 Ga, la Tierra comenzó a retener su atmósfera y diferenció su núcleo.

En los primeros 100 a 200 Ma después de formada la Tierra, las temperaturas en la superficie terrestre eran probablemente más elevadas de los 100ºC por lo que el agua estaba en gran parte en forma de vapor en la atmósfera de entonces, más bien que en los posibles océanos.

Sin embargo, algunos circones de rocas sedimentarias de Australia arrojaron edades de Pb/Pb de 4.408 ± 8 Ma, por lo cual se induce que la superficie terrestre debió estar lo suficientemente fría a partir de 4.400 Ma por lo menos para que se produjeran procesos sedimentarios marinos. Por cierto que estos circones tan antiguos presentan alto contenido de U, confirmando que, en efecto, se derivaron de rocas silíceas de corteza continental. **(Rajesh y otros, 2008).**

Significativa cantidad de corteza Arqueozoica fue generada por el emplazamiento de rocas félsicas, granitoides tipo TTG, con altos contenidos de Na_2O y Al_2O_3. Cuando se producen granitos sensus stricto, con más bajo contenido de Na_2O y alto de K_2O, como granitos calcoalcalinos, peraluminosos, de 3.6 Ga del Cratón Bastar de la India **(Rajesh y otros, 2008),** marca un significativo cambio en el carácter y espesor de la corteza. Estos granitos, por parámetros geoquímicos, son interpretados haber sido formados por colisión tectónica, con el consecuente engrosamiento y fusión parcial hacia la base de la corteza, como ocurre en Los Himalayas, lo cual implica que la tectónica de placas del tipo Fanerozoico ya esta operativa hace 3.6 Ga o más.

Regímenes convergentes en el Arqueozoico del Cratón Karelia, Rusia, con dos CRV, de 3.1-2.85 Ga y 2.80-2.70 Ga, son acrecionados orógenos formados en un régimen convergente en un sistema asimétrico océano-continente. Aquí la corteza continental expresada por granitos, según Nd isotopos, **(Kozhewnikov, 2008)** no parece haberse registrado antes de 2.8 Ga. Las rocas basálticas se asemejan geoquímicamente a boninitas y las basandesitas a sanukitoids, implicando ambientes de suprasubducción.

Un régimen convergente refleja la segunda mitad del ciclo de Wilson, o su análogo o ciclo Bertrand and Stille (B-S) que describe la ciclicidad de generación de CRV-TTG en una provincia geológica. Este ciclo B-S es de relativa corta vida (50-70 Ma a más de 150 Ma) y son observados en el Cratón de Karelia.

Los continentes comenzaron a formarse mucho más tarde. Conforme con la tectónica de placas, por su baja densidad, los continentes no son destruidos ni reciclados durante cada ciclo geotermal de convección en el manto: manto-ridge-subducción-manto. Por ejemplo, el Terreno Pilbará Este se inició **(Kranendonk y otros, 2008)** como un plateau oceánico hacia 3.72 Ga y se transformó en una corteza continental, madura, espesa (60 km) en un período de 500 Ma, vía plateau y magmatismo de arcos de islas y magmas intracostrales. Otros ejemplos son los 6 CRV arqueozoicos del Cratón de Tanzania **(Manya, 2008)** formados en diferentes ambientes tectónicos (cuenca detrás del arco, arcos oceánicos y continentales) los cuales sugieren que el crecimiento continental de Tanzania ocurrió exclusivamente en ambientes convergentes.

La mayoría de los modelos para la corteza continental indican un tipo de composición "andesítica", constituido de 57% a 64% de SiO_2, Mg/(Mg+Fe) entre 0.50 a 0.55 y un marcado enriquecimiento en ciertos elementos traza como Cs, Rb, Ba, Th, U, K y Pb y elementos ligeros, tierras raras (REEs) comparado con la composición química del manto primitivo de la Tierra **(Rollinson, 2006).**

No obstante, las rocas más antiguas continentales prácticamente han desaparecido por erosión y metamorfismo y muy pocos fragmentos han resistido a la evolución en el tiempo.

Uno de esos pocos ejemplos son los gneises de Acasta, en USA, de 3.96 Ga. En Australia se han datado circones de cuarcitas de edad Arqueozoico, para una edad aún más antigua de los circones detríticos de 4.4 Ga.

Los circones son de particular importancia para conocer, por el método U-Pb, la edad de las rocas y de los continentes y su evolución así como cuando comenzó la vida a aparecer sobre el planeta Tierra.

Los fósiles más antiguos conocidos son unas algas azules, denominadas estromatolitos, de 3.5-3.6 Ga de Canadá y algunas posibles algas fósiles del Oeste de Groenlandia, en Isúa, de 3.7-3.8 Ga. Así que la vida más primitiva pudo aparecer en el planeta, mucho antes, hacia 4.0-4.2 Ga.

La atmósfera fue formada por la desgasificación del manto. Esta desgasificación también produjo voluminosas cantidades de agua proveniente del manto, creando los océanos e iniciándose el ciclo hidrológico.

La diferenciación del manto en corteza fue algo evolutivamente complicado y no bien esclarecido que no describiremos aquí. Se distinguen tres tipos de corteza, según su composición y antigüedad, a saber:

a. Corteza Primaria: Se empezó a formar desde el comienzo del sistema solar. Por colisión meteórica, fusión parcial y diferenciación, se produjeron magmas ricos en plagioclasas, que por su menor densidad ascendieron rápidamente, dejando atrás fundidos y residuos de más alta densidad, originando las anortositas, que forman, por ejemplo, las montañas blancas de la Luna. Las anortositas más antiguas de Guayana se localizan en la vieja mina El Pao, con una edad >3.4 Ga.

b. Corteza Secundaria: Se formó cuando suficiente energía, procedente del enfriamiento del planeta Tierra y de la acumulación de elementos radiactivos incompatibles, produjeron fusión parcial del manto, que conllevó a la erupción de lavas basálticas y comatiíticas. Las superficies de Marte y de Venus y los fondos oceánicos antiguos de la Tierra están cubiertos por estos tipos de rocas.

En la Luna esta segunda corteza está representada por los basaltos y basaltos comatiíticos del Lunar Maria, subyacentes a las anortositas. Esta relación comatiitas-anortositas también se observa en el Mesoarqueozoico de la Tierra y en particular, posiblemente las rocas ultramáficas, en la vieja Mina El Pao del Escudo de Guayana, en Venezuela, representa primitivas comatiitas, relacionadas con pluma de calor.

El autor estima que en la ex-mina El Pao de Guayana se localizan comatiitas, metamorfizadas y convertidas en granulitas ultramáficas o "gabros", que son las rocas posiblemente más antiguas de Venezuela, con una edad >3.4 Ga.

c. Corteza Terciaria: Cuando las cortezas anteriores son regresadas al manto por procesos de tectónica de placas, en las zonas de subducción se produce una fusión parcial de las mismas en la cuña del manto, encima de tal zona de subducción y por debajo del borde continental activo, originándose las rocas graníticas que evolucionan en el tiempo de TTG (tonalitas-trondjemitas-granodioritas, de 2.7 Ga o más antiguas) a granitos potásicos y ultrapotásicos. Estas rocas por su baja densidad, no regresan al manto, no son recicladas, pero la erosión y el metamorfismo se encargan de alterarlas y disminuirlas. Las rocas graníticas y charnockitas de El Pao son de >3.4 Ga.

El planeta Tierra es posiblemente el único que tiene este tipo de rocas graníticas continentales, debido a su activa tectónica de placas (TDP), que ha estado actuando, quizás, desde hace más de 2.7 Ga, y que en forma similar a la actual tectónica de placas, desde hace 2.0 Ga. **Condie y Krôner (2008)** concluyen que modernos estilos de TDP del presente pueden ser extrapolados al pasado, basados en asociaciones petrotectónicas (en particular ofiolitas, esquistos azules, rocas de alta presión de grado metamórfico, eclogitas) que soporten evidencias de la presencia de zonas de subducción profundas; igualmente importante es la presencia de rocas ígneas básicas cuyos "trends" en diagramas Nb/Yb (o Ta/Yb) o Nb/Th versus Zr/Nb señalen ambientes tectónicos relacionados con zonas de subducción para su formación, tales como las rocas basálticas del CRV de Whundo del Cratón de Pilbara, Australia de 3.12 Ga. Con base a este tipo de información, los referidos autores estiman que una TDP del tipo actual estaba ya en acción en el planeta Tierra al menos hace 3.0 Ga, alcanzando su pleno desarrollo hacia 2.7 Ga, pero pudiendo haberse iniciado, al menos localmente, antes de 3.0 Ga. Sin embargo para **Stern (2008)** la TDP tipo actual debió iniciarse no antes de 1.0 Ga, ya que a pesar de todos los nuevos hallazgos, verdaderas ofiolitas, esquistos azules y eclogitas lawsoníticas, no han sido reportadas con edades mayores a los 900 Ma.

La corteza continental (CC) es muy heterogénea, posiblemente producto de fuerzas de boyancia asociadas a ciclos de convección, transferencia de calor y de masas, asociadas con plumas de calor y traslación horizontal a gran escala de placas y sus interacciones durante convergencia. Estos procesos geodinámicos han conducido a la redistribución de masas y diferenciación de la corteza a partir del manto.

La corteza continental actual en sus primeros 10 a 15 km de espesor tiene una composición química promedio granodiorítica. Debajo de esa capa "félsica" sigue una zona más máfica, anfibolítica o basáltica. Finalmente, hacia la base de la corteza, pueden localizarse las rocas de mayor densidad y metamorfismo, tales como granulitas.

Estas rocas graníticas TTG no se formaron posiblemente antes, porque la corteza oceánica basáltica era muy caliente, semifundida, más espesa (actual 5-6 km, en el Paleo y Mesoarqueozoico era de 25-35 km de espesor) y más boyante y, por lo tanto, la tectónica de placas como la conocemos actualmente no operaba aún.

El espesor de la litosfera fue decreciendo en el tiempo y, por el contrario, su densidad aumentó, con lo cual fue más boyante la litosfera subcontinental (lmsc) más vieja y menos boyante a boyancia negativa la litosfera subcontinental más joven de 1.9 Ga:

Arqueozoico: lmsc de 250 a 180 km de espesor y densidad de 3.31, boyante.
Proterozoico: lmsc de 180 a 150 km de espesor y densidad de 3.35, neutro.
Fanerozoico: lmsc de 140 a 60 km de espesor, densidad 3.36, boyante negativa.

La disminución secular global de flujo de calor y de plumas de calor, en el tiempo, afectó irreversiblemente los procesos tectónicos, y ambos, modificaron la boyancia y conservación de terrenos de diversas edades y los depósitos minerales en ellos contenidos y por lo tanto es un factor de primerísimo orden en la distribución temporal de los diferentes tipos de depósitos minerales (DM).

Las placas tectónicas en el Arqueozoico eran menores en número, pero cada una de ellas tenía mayores dimensiones que las actuales y, por el alto flujo de calor, se movían más rápidamente y, por lo tanto, a pesar de zonas de subducción menos pendientes, o casi planas, la corteza oceánica originada en los "ridges" era subductada más rápidamente (35 a 20 Ma en lugar de los 200 Ma del actual ciclo de Wilson).

La Geodinámica en el Arqueozoico y en parte del Paleoproterozoico estuvo controlada por varios tipos de eventos de plumas mantelares. La gran abundancia de comatiitas en los CRV, en particular el evento comatiítico de 2.705 Ga, tuvo mucho que ver con la formación del 50% de la corteza hacia 2.7 Ga.

Sin embargo, la presencia también de rocas volcánicas, no comatiíticas, no formadas en plateaux oceánicos, más asociaciones de rocas sedimentarias de zonas de arcos, en los CRV de estas mismas edades, implica la existencia también de formación de CRV en ambientes geodinámicos activos convergentes tales como arcos, cuencas detrás del arco, "rift" intra-arcos, etc., con zonas de subducción de gradientes geotérmicos elevados en el Arqueozoico y Paleoproterozoico y más fríos en tiempos posteriores a 1.9 Ga. En consecuencia, ambos CRV relacionados a plateaux oceánicos e islas o arcos oceánicos primitivos se producían en y cercanos a "ridges" oceánicos, a la vez que otros CRV distantes se formaban en arcos de islas sobre zonas de subducción calientes (ejemplo venezolano: CRV de Pastora relacionado a plateau oceánico y CRV de Botanamo formado en zona de arcos de islas).

La Tierra registra una evolución irreversible de disipación de energía al espacio, así que aplicando lo que conocemos hoy de la TDP al pasado debe hacerse en forma muy cuidadosa en consideración a la evolución secular del planeta. **(Brawn y Rushmer, 1996).**

Según estos últimos autores, se reconocen al menos tres cuestiones fundamentales que se deben investigar y así conocer mejor el origen y evolución secular de la corteza continental:

a. ¿Por medio de qué procesos la CC ha sido derivada del manto y cómo han variado en el tiempo dichos procesos, y si tal extracción ha sido continua o episódica?

b. ¿Cuánto, cómo y porqué la CC ha sido reciclada de regreso al manto; por medio de qué procesos se ha producido y se produce tal reciclamiento, y cuál ha sido la tasa neta o porcentaje de crecimiento de la corteza continental desde el origen del planeta hasta hoy?

c. ¿En una estabilizada corteza continental, las partes inferior, media y superior de la misma, cómo pueden ser distinguidas y caracterizadas geofísica y geoquímicamente, y a través de qué procesos se ha producido la diferenciación de la CC y cómo han cambiado o evolucionado los mismos en el tiempo, y cuáles han sido las consecuencias de tales cambios en el Moho?

¿Los plateaux oceánicos son las principales semillas de crecimiento continental en el Arqueozoico, mientras actualmente son los arcos de islas y a la vez son éstos últimos las máquinas de reciclamiento exclusivo al manto? ¿Cómo esta variación secular ha efectado a la litosfera y su equilibrio con la astenósfera y cómo se continúa expulsando calor de la astenósfera a la litosfera siendo un mecanismo posible y único el de las plumas de calor? Todos estos interrogantes aún no tienen respuestas únicas, definitivas. La Geología sigue siendo, y lo será por algún tiempo más, una ciencia de sucesivas aproximaciones y correcciones, tendientes a llegar a lo real o verdadero.

Uno de los modelos más compartidos de evolución del crecimiento y espesor de la corteza continental es el de **Condie (1998, 2001),** según el cual la corteza ha ido creciendo por pasos o etapas progresivas a lo largo del tiempo, pero de una manera no lineal ni progresiva.

La composición química del registro sedimentario soporta un modelo de crecimiento de la CC de una manera casi episódica, con un incremento dado, durante el Neoarquezoico.

La CC del Arqueozoico tiene mucho más aporte de material máfico y ultramáfico que en ningún otro tiempo. Actualmente existe un equilibrio aproximado por reciclamiento de la CC al manto a través de procesos de subducción y erosión.

Según **Condie (2003),** la corteza continental comenzó a crecer significativamente a partir de 3.5-3.6 Ga, pero alcanzó su pico hacia 2.7-2.6 Ga (Australia, Canadá, Sur África, China, India) en el Neoarqueozoico con hasta más del 50% al 60% de la actual CC. **Rollinson (2006)** señala que no más de un 10% de CC fue formada hacia 3.6-4.4 Ga. Al menos del 50% al 65% de la CC se originó antes de 2.5 Ga, es decir un 20% hacia 3.1 Ga y el resto (30-40%) hacia 2.7-2.6 Ga.

Otros picos, menores de crecimiento costral, ocurrieron hacia 2.0-1.8 Ga (África Occidental, Sur América, Norte América y Australia) para hasta un 25% a 35% del espesor de la CC, lo cual sugiere la presencia de períodos tectónicamente muy activos con un coeficiente de crecimiento de la corteza terrestre de 2.5 a 1.25 km3/año de material juvenil del manto a la CC, respectivamente, separados por períodos extensos tranquilos.

Estos picos de crecimiento costral, en particular los de 2.7 y 1.9 Ga se corresponden con plumas de calor gigantesco o eventos catastróficos originados en la capa D, en el contacto núcleo superior-manto inferior de la Tierra. También tales picos se corresponden con los de provincias gigantes de oro orogénico como las de Australia, Canadá y Sur África. En general, la formación de depósitos de oro orogénico coincide con la formación de supercontinentes y no con su disrupción **(Figura No. 4).** La formación de supercontinentes **(Figura No. 6 y 7)** coincide igualmente con estos picos de crecimiento de corteza juvenil.

Kramers y otros (2006) concluyen en su investigación que entre 4.0 y 2.0 Ga el crecimiento neto de la CC fue del orden de un 75% de la masa presente en 2.0 Ga y que desde 2.0 Ga al presente se han reducido sustancialmente hasta alcanzar un casi equilibrio entre reciclamiento a través de subducción y erosión y nuevo material proveniente del manto a la corteza en las zonas de arcos y algunos plateaux oceánicos. Magmatismo de arcos continentales, tipo Andes, también añade significativo volumen a la CC.

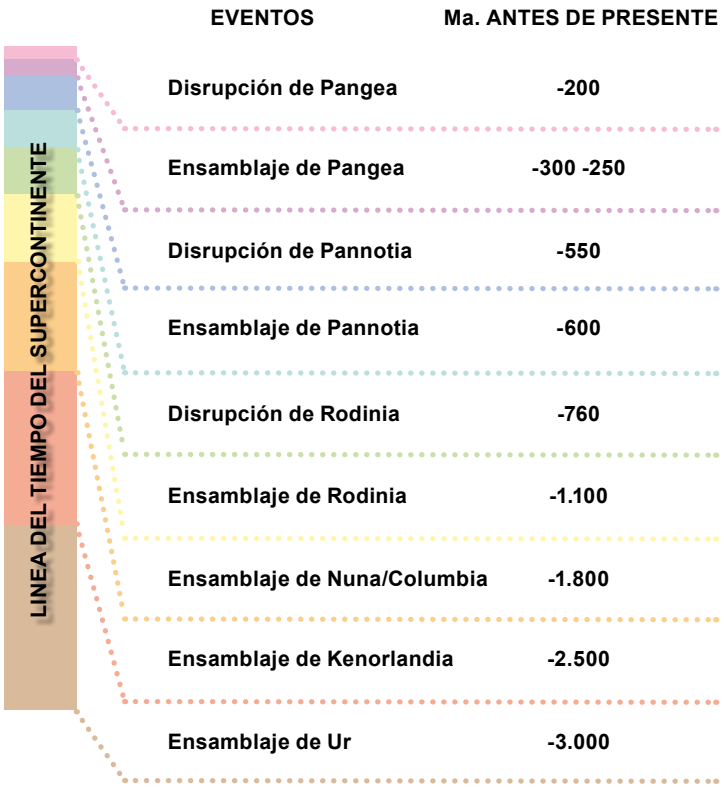


FIGURA No. 6 Formación y disrupción de supercontinentes desde 3.000 Ma al presente *(Tomado de Bokor, 2007)*

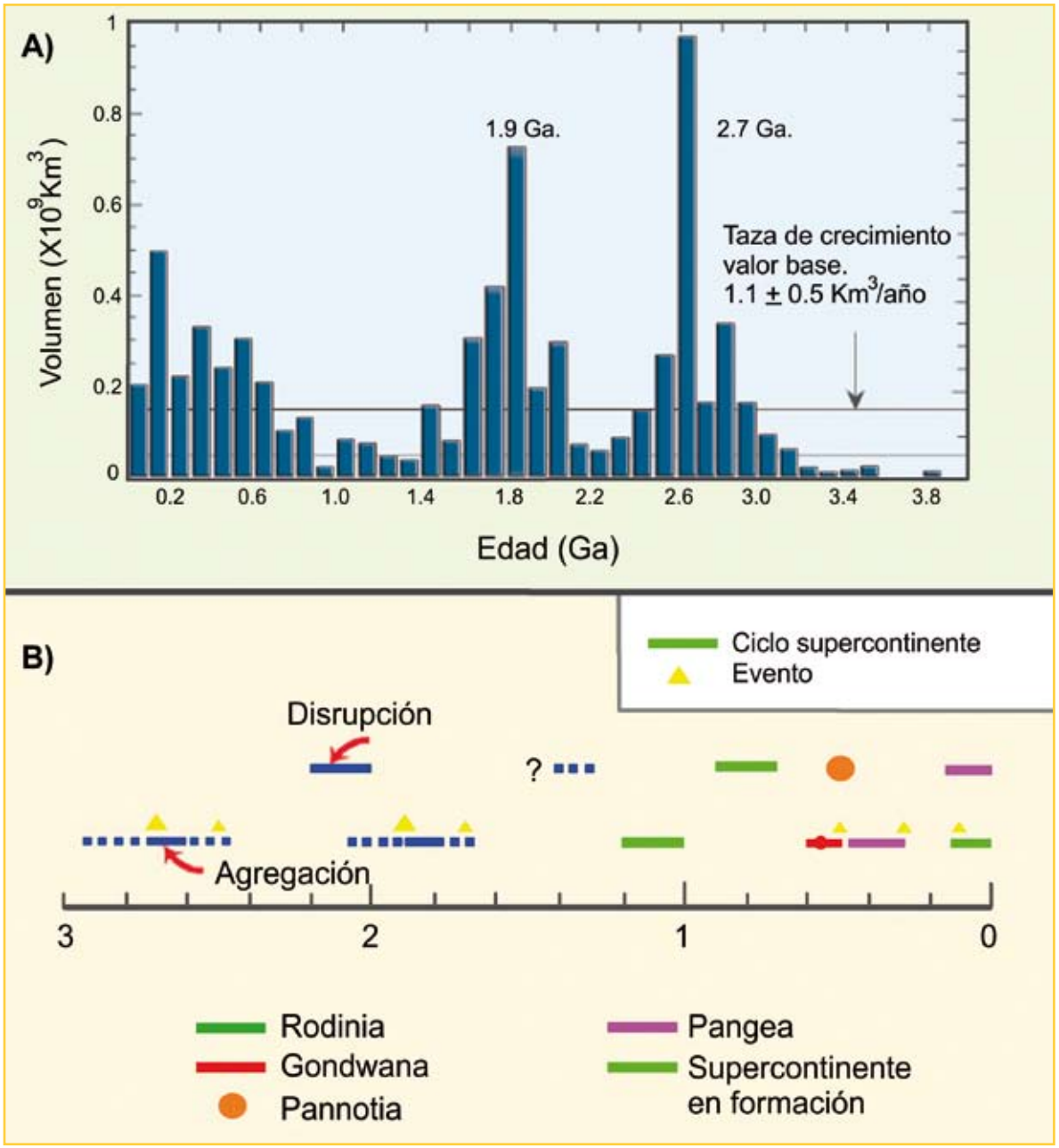


FIGURA No. 7 A. Principales eventos de supercontinentes y Crecimiento continental. **B.** Agregación y disrupción de Supercontinentes en el tiempo. *(Tomado de Bokor, 2007)*

Estos eventos de crecimiento costral, acompañados de plumas de calor se interpretan como causados por procesos de inversión del manto, envolviendo plumas de calor, ocurridos en intervalos relativos cortos de tiempo (<100 Ma) cada uno, durante los cuales muchas plumas de calor ascienden e impactan la base de la litosfera.

El crecimiento de la CC ocurre en zonas de convergencia de placas tectónicas y de "rift" o disrupción continental. En zonas de convergencia se produce en arcos de islas con aportes de hasta 1.6 km^3/año, en colisión de arcos y arcos versus continentes, y de continentes versus continentes, y de bordes continentales activos versus placas oceánicas, tipo Cordilleras Andinas. En casi todos los casos, según la edad y la inclinación de la zona de subducción, el material aportado es basáltico y derivado de basaltos, a andesíticos.

En el caso de "rifts" continentales, significativas cantidades de magmas anorogénicos basálticos tipo Paraná, Deccan; complejos máficos-ultramáficos tipo Bushveld, y

rocas graníticas anorogénicas como granitos rapakivis, granitos anulares, anortositas, carbonatitas y otros complejos alcalinos, también son añadidos directa e indirectamente del manto a la corteza. La CC es sólo el equivalente geoquímico del 1% del fundido del manto superior.

Por otra parte, lo contrario, es decir el reciclaje de material de la corteza al manto ha ido aumentando a partir de 1.8 Ga, siendo los procesos de erosión y de subducción los dominantes, más bien que la delaminación o segregación de la corteza.

Tales crecimientos costrales son atribuidos a eventos superplumas, más importantes en tiempos pre 2.5 Ga. Grandes domos diapíricos, deformadores de los CRV, de rocas graníticas del Paleo y Mesoarqueozoico sugieren grandes levantamientos verticales de ambos, CRV y granitos, por las relacionadas o cercanas plumas de calor. La corteza oceánica era dos o más veces más espesa que la actual y así también el alto flujo de calor durante el Hadeano, Paleo-Meso y Neoarqueozoico.

El pico de 2.7 Ga corresponde con erupción de lavas subaéreas y piroclásticas de Vantersdorp del cratón de Kaapvaal de Sur África. También ese pico de 2.7 Ga corresponde con la gran abundancia de BIF, de estromatolitos y del emplazamiento mundial de comatiitas.

Coexistencia de plumas de calor, generadoras de plateau de comatiitas y volcanismo relacionado de arcos de islas, con zonas de subducción, son bien reconocidos en el CRV de Abitibi en Canadá y en Yilgarn, Australia, donde el elongado cratón fue disruptado hacia 2.705 Ma y fue rellenado rápidamente por lavas comatiíticas y basálticas.

Hacia 2.670 Ma subducción y colisión de continente versus continente terminó con el volcanismo del "rift" y se inició la deformación regional seguida de magmatismo granítico. Esta edad y colisión de continentes versus continentes concuerda con la edad de las granulitas del Complejo de Imataca. Por lo tanto, la actividad volcánica de comatiitas y basaltos tholeiíticos están relacionados a plumas de calor. Hacia 2.705 Ma se registró una gran erupción de alcance global de comatiitas, lo cual implica el gigantesco evento de superplumas de calor de 2.7 Ga.

En ese tiempo, desde el Hadeano al Neoarqueozoico, con máximo a 2.7 Ga, se generó, como se dijo antes, entre el 50% al 60% de la corteza continental juvenil o primaria del Planeta Tierra, derivada por fusión parcial y diferenciación del material del manto superior y la tectónica de placas inducidas por plumas de calor que predominaron sobre la tectónica de placas moderna. Pero a partir de 2.7 Ga, o algo antes, con la gran formación de los granitos TTG, los procesos de tectónica de placas modernos fueron lo absolutamente dominantes en la evolución del crecimiento de la corteza continental.

En ciertos terrenos de CRV-rocas graníticas, se observa un secular cambio desde la asociación tonalitas-trondjemitas-granodioritas (TTG) a la asociación granodiorita-granito-monzogranito (GGM), ambos pre a sintectónicos, y la asociación post-tectónica de sienitas-granitos (SG).

La producción de grandes volúmenes de fundidos graníticos es el primer y esencial eslabón en la formación de la Corteza Continental.

Observaciones actuales en el flujo de calor, sugieren que la producción de calor en la CC contribuye en un 60% aproximadamente del flujo de calor registrado en la superficie y que la CC también está fuertemente diferenciada. Durante esa evolución de la CC también el manto evolucionó, y algunos elementos traza muestran fuerte fraccionamiento desde el manto a la CC. De estos elementos son particularmente importantes los incompatibles K, Nb, Th, U. Se ha reconocido que la relación Nb/U del manto ha ido cambiando con el tiempo.

El descubrimiento de circones detríticos en Australia de más de 4.4 Ga implica que procesos erosivos, con/sin agua en la superficie, evidencian la existencia de uno o varios microcontinentes y de que ciertos procesos que condujeron a la diferenciación final en magmas félsicos estaban ya en operación desde entonces. Esto requiere que en el planeta Tierra se formó una diferenciación em-

briónica de corteza silicea, desde 4.56 a 4.4 Ga, durante el Hadeano, en consideración a las rocas terrestres continentales más antiguas hasta ahora encontradas.

Sólo fue cuando mayores espesores de corteza oceánica aumentaron la densidad de esa capa o corteza oceánica y la hicieron menos boyante, que entonces el material oceánico fue subductado al manto a través de menos pendientes que las actuales zonas de subducción, pero con una gran velocidad, por el alto flujo de calor predominante durante el Arqueozoico.

La Luna generó su corteza primaria de anortositas y lavas anortosíticas en un 9% del volumen lunar en unos poco millones de años. Los basaltos del Lunar Maria, o corteza secundaria, no representan ni el 1% del volumen lunar pero requirieron grandes períodos de tiempo (1.000 Ma o más) para su formación. En cambio, los basaltos del Planeta Tierra representan el 0.1% de la masa de la Tierra y requirieron sólo unos 200 Ma para formarse.

Menos eficiente aún ha sido la Tierra para producir su corteza terciaria, granítica, que representa cerca del 1% de la masa del Planeta Tierra, requiriendo quizás unos 2.000 Ma para que aparecieran los más voluminosos y primitivos granitos TTG sódicos, **(Figura No. 8)** y se originara el primer supercontinente (Kenorlandia), hacia 2.7 Ga, aunque, al parecer, ya existieron al menos otros supercontinentes más antiguos (Ur de unos 3.4 Ga y Vaalbara).

El modelo diapírico explica la relación CRV-TTG como debida a una tectónica vertical, al menos para los CRV-TTG de Australia, con limitada afectación por tectónica regional tardía compresiva, con desarrollo de algunos corrimientos. El volcanismo está relacionado con plumas de calor extensional.

Por el contrario, **Kerrich y Polat (2006)** señalan que estudios estructurales, geocronológicos y geoquímicos en elementos trazas en CRV del Arqueozoicos de 3.8 Ga de Isua, Groenlandia, son consistentes con picritas de 3.8 Ga formadas en arcos de islas, asociadas a cherts y BIF. Boninitas de 3.7 Ga con cherts y BIF fueron yuxtapuestas tectónicamente por acreción. También rocas del Paleoarqueozoico de Isukasia de 3.8 a 3.6 Ga y terrenos Mesoarqueozoicos de Kapsilik de 3.0 Ga se yuxtapusieron hacia 2.960 Ma, seguidos por acreción de terrenos en 2.8 y 2.7 Ga.

Por otra parte, la tectónica compresional, de desplazamiento horizontal, o tectónica de placas, caracterizada por corrimientos, imbricación y sobrecorrimientos de sedimentos y estratos volcánicos ha sido reconocida en la Provincia Superior, Zimbawe, Pilbara, Yilgarn, Kaapvaal y el Escudo Báltico y estas características son atribuidas a tectónica acrecional y procesos de colisiones. Los orógenos acrecionados son dominados por corteza juvenil de complejos de subducción-acreción con extensiva acreción vertical encima de la capa en subducción.

Colisiones acrecionarias de unidades litotectónicas son predominantes de una forma oblicua más que normal. Crecimiento de orógenos tipo cordillerano hacia el océano, tipo costa occidental de Suramérica, envuelve múltiples paquetes o fajas tectónicas yuxtapuestas y hasta localmente imbricadas, limitadas por suturas diacrónicas en períodos de 100 a 400 Ma. Así el CRV de Yilgarn, de 2.7 a 2.6 Ga, con múltiples cinturones de fajas tectónicas suturadas, sigue el modelo cordillerano. Lo mismo ocurre con la Provincia Superior de Canadá, formada de diversos terrenos acrecionados con múltiples suturas entre 2.74 a 2.65 Ga.

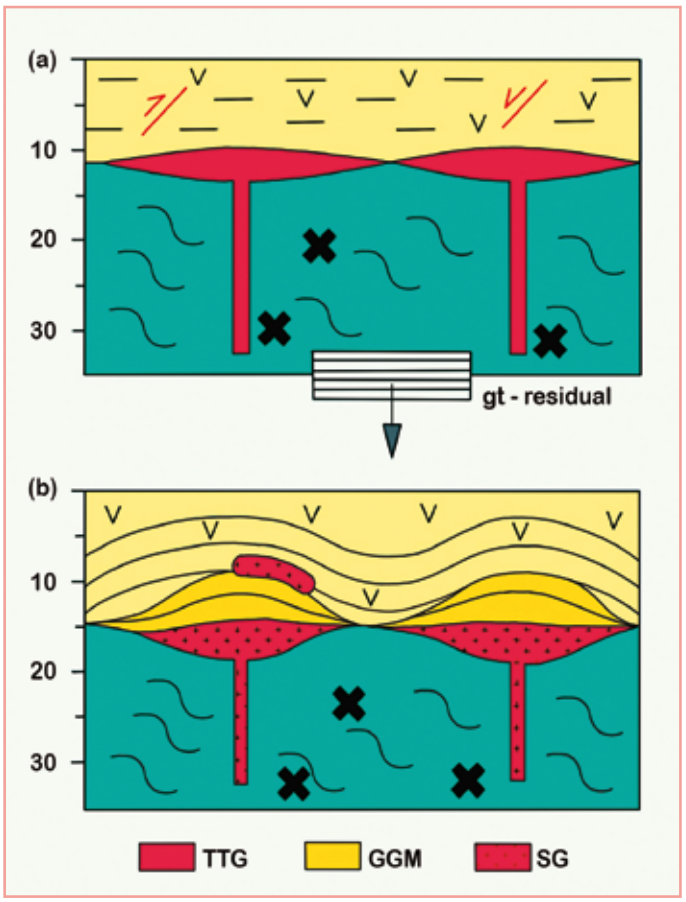


FIGURA No. 8 ***(a).*** Modelo conceptual de la formación geométrica de intrusiones graníticas en el arqueozoico: granitos TTG intrusivos en forma de sills con cuello vertical en una zona máfica con tectonodeformación frágil-dúctil ***(b).*** Otra intrusión subsiguiente TTG encima y debajo del "Sill" anterior produciendo una forma tipo hoja anular. *(Tomado de Nelson y Mueller, 2004)*

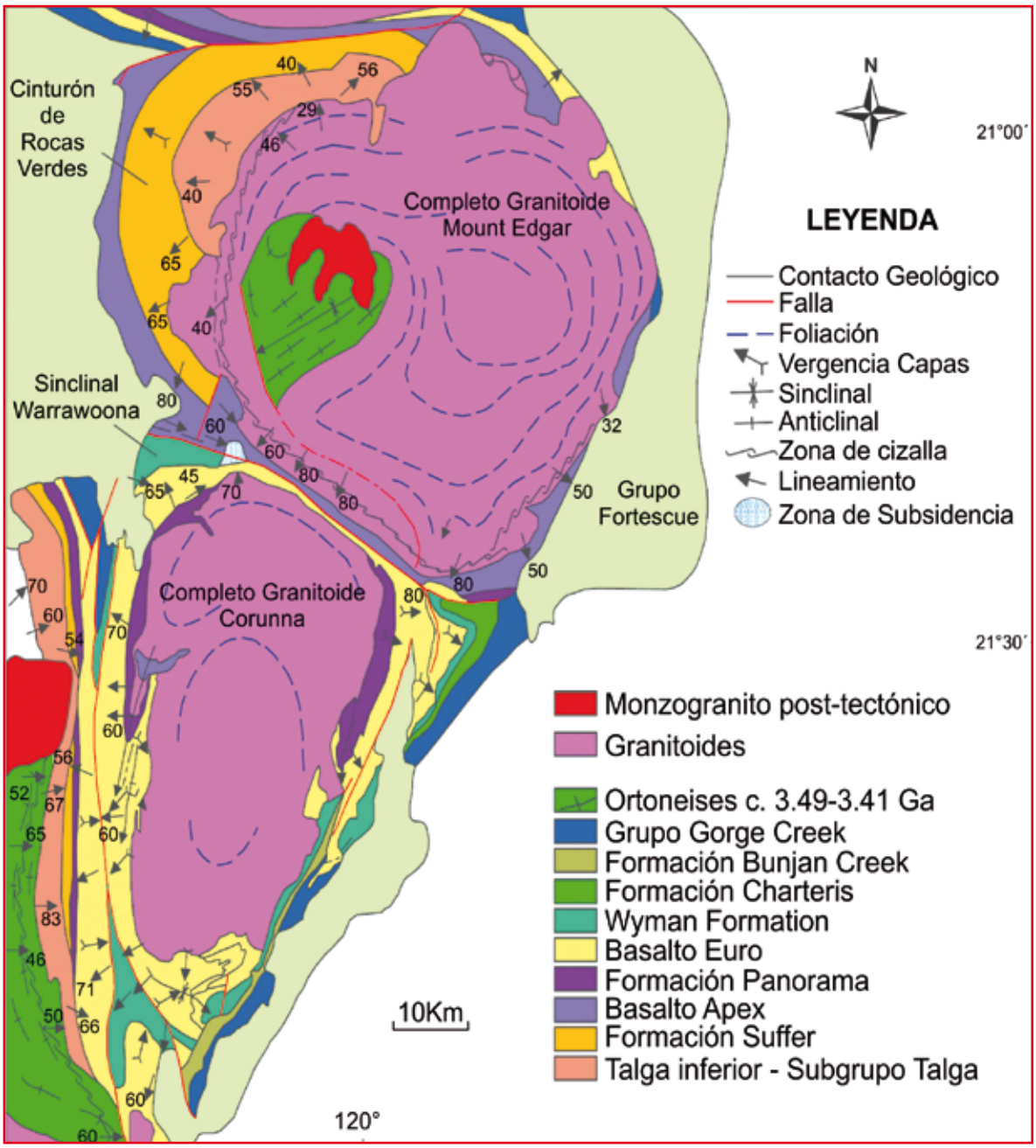


FIGURA No. 9 Formas simplificadas de los domos graníticos TTG de los montes Edgar y Corunna Down, Australia. *(Tomado de Nelson y Mueller, 2004)*

La similitud de CRV-TTG de orógenos Arqueozoicos con orógenos del Fanerozoico incluye:

a. Tectónica acrecional
b. Melanges
c. Complejos de subducción-acreción
d. Suturas múltiples
e. Cuencas detrás del arco desarticuladas o separadas
f. Arcos magmáticos emigrando hacia el océano sobre la zona de subducción subyacente, típico de la Cordillera de los Andes actualmente.

Una transición complemento entre ambos, tectónica de placas y plumas de calor, es posible.

Hacia 2.6-2.5 Ga se formó, por colisión de bloques continentales, arcos de islas contra continentes, etc., el primer (?) supercontinente, Kenorlandia o Guayanensis.

En la formación del supercontinente Kenorlandia (2.75-2.65 Ga) se originaron las provincias auríferas Superior y Slave de Canadá; Yilgarn de Australia; del Cratón San Francisco de Brasil, etc. En el siguiente supercontinente (Atlántica/Columbia) formado entre 1.9 a 1.8 Ga por las colisiones de Laurentia, Bártica, Siberia, Amazonia, entre otros, también se registraron importantes provincias auríferas como las de Ashanti de Ghana, Pastora de Venezuela, Homestake de Dakota (USA), etc.

Durante la evolución del supercontinente Rodinia no se formaron importantes depósitos de oro. Los supercontinentes del Fanerozoico (Gondwana-Laurentia, Pangea y Actual) formados en 0.48, 0.28 y 0.10 Ga, respectivamente, se corresponde con depósitos de oro orogénico de Tasmania, Asia Central y Circum-Pacífico, incluido Carlin (Nevada, USA).

En términos de variación secular de depósitos minerales, la evolución de la atmósfera-hidrósfera-biósfera, es importante por la cantidad, evolución de fO_2 que controla la estabilidad de depósitos minerales sensibles al redox cercano a la superficie y también controla el clima que a su vez controla la meteorización. Los depósitos de uranio, hierro y manganeso son dependientes del redox.

Al parecer la formación de supercontinentes ha ido decreciendo su tiempo de formación: de 600 Ma, con supercontinentes a 2.6 y 2.0 Ga, a 500 Ma, con supercontinentes a 1.5, 1.0 y 0.5 Ga, con supercontinentes a 250 y 0 Ma.

Los ambientes prevalecientes del Arqueozoico son de dos tipos, a saber:

1. Amplias plataformas epicratónicas ricas en Fe y en Mn.
2. Asociaciones volcánicas máficas-ultramáficas: basaltos tholeiíticos y comatiitas, con cantidades menores de rocas volcánicas félsicas y BIF.

En tiempos actuales alrededor de 18 km^3 de rocas basálticas son incorporados anualmente del manto a la corteza oceánica a través de los ridges oceánicos. La corteza oceánica regresa al manto en las zonas de subducción acompañada de sedimentos densos de los trenches o surcos, con lo cual se hidrata la capa en descenso y a una profundidad cercana a los 80 km se dirige el agua y otros volátiles hacia la cuña del manto subyacente, produciendo fusión parcial del mismo. Si ocurre fraccionamiento, dependiendo de la cantidad de fluidos y otros factores, se originan magmas andesíticos, mientras que los residuos más refractarios se hunden en el manto en un proceso denominado "delaminación".

Los magmas andesíticos eventualmente pueden alcanzar la superficie en forma de volcanes, particularmente explosivos cuando ello ocurre en un arco magmático continental en lugar de un arco de islas, como por ejemplo el volcán Montes Santa Helena, USA, y muchos de los volcanes activos actuales de los Andes, en particular de Colombia centro-occidental. Una de las diferencias del volcanismo en el récord del Precámbrico es la inhibición de formación de andesitas orogénicas, porque no podían formarse en zonas de bajo ángulo de subducción como las del Arqueozoico, que implica menos K_2O en el fundido.

En el Arqueozoico las asociaciones volcánicas intermedias a félsicas son bimodales típicas de magmatismo de arcos. La parte félsica es dominantemente de volcanismo, tipo flujo de tobas. Volcanismo continental comprende rocas piroclásticas y volcano-clásticas.

En tiempos más evolucionados, Fanerozoicos, zonas de subducción más pendientes favorecieron la formación de magmas más silíceos y magmatismo bimodal y la formación de andesitas orogénicas. Sin embargo, las más altas temperaturas del Arqueozoico y Paleoproterozoico generaron magmas con cierto contenido de potasio a poca profundidad: boninitas y adakitas son la respuesta de zonas de subducción poco profundas con rápida subducción de joven corteza oceánica. **(Figura No. 10).**

En efecto, el CRV de 3.7-3.8 Ga de Isua, Groenlandia, se compone de dos asociaciones de rocas máficas-ultramáficas: una parte central de asociación "boninítica" (similar a los basaltos boniniticos del Pacífico Occidental de edad Terciario) caracterizada por bajos valores de HFSE (TiO_2=0.20-0.40%, Zr=12-30 ppm, Nb=0.13-0.80 ppm, Y=6-14 ppm) y las partes correspondientes al arco interno y externo, compuesto de "picritas" inducido por sus altos valores de HFSE (TiO_2=0.50-1.14%, Zr=34-77 ppm, Nb=1.2.-2.7 ppm, Y=11-28 ppm).

Ambos tienen trends diferentes de REE normalizados para manto primitivo: las rocas de la parte central del arco con trend diferenciado suave creciente subparalelo al N-MORB y los trends para los arcos interno y externo, poco diferenciados a decrecientes. Adicional a ello, las rocas del arco central tienen consistentemente más bajas relaciones de Zr/Y y de Gd/Yb que las correspondientes relaciones para rocas de los arcos interno y externo, para un fijo o dado contenido de MgO y Ni. Esto sugiere que la asociación del arco central, baja en HFSE y modelo creciente de REE se derivaron de una fuente agotada o diferenciada del manto, mientras que la asociación de los arcos interno y externo de alta HSFE y trend constante a decreciente de REE, se derivó de una fuente del manto enriquecida por metasomatismo en la zona de subducción. Anomalías negativas de Nb y Ti en un diagrama de REE o elementos incompatibles normalizados al manto primitivo, son consistentes con una zona de subducción relacionada al origen de estas rocas. En todo caso anomalías negativas de Nb y Ti en Isua reflejan características de la fuente del manto y procesos petrogenéticos que operaron en el Paleo-Arqueozoico y no-contaminación con material continental.

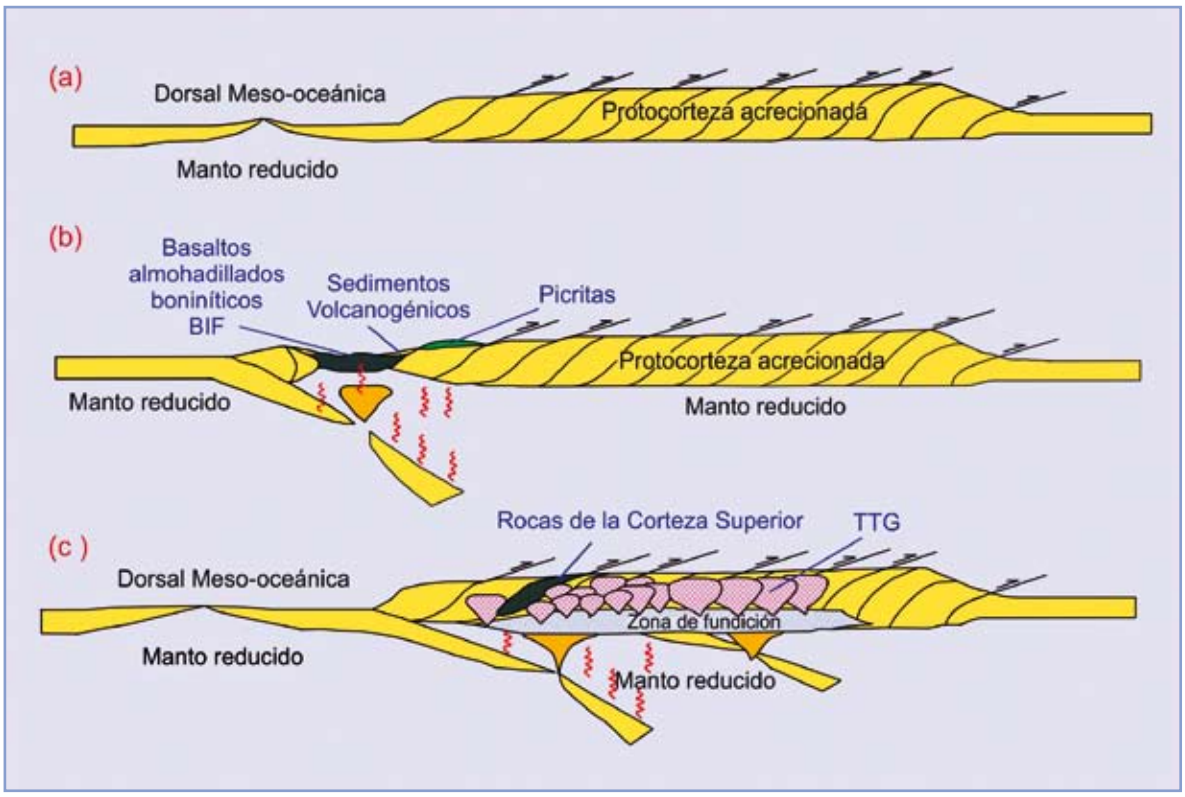


FIGURA No. 10 Modelo Ridge-Subducción para explicar el origen de basaltos almohadillados picríticos y boniníticos, BIF, de la formación Isua (3.8 ga) y corteza continental (TTG). Mayor calor en el manto arqueozoico, implicó el desarrollo de ridges mucho más largos que los actuales y, por lo tanto, su fácil y rápida subducción. Los TTG se originaron a partir de fusión parcial de corteza oceánica hidratada subductada a condiciones P.T., de eclogitas *(Tomado de Polar y Frei, 2005)*

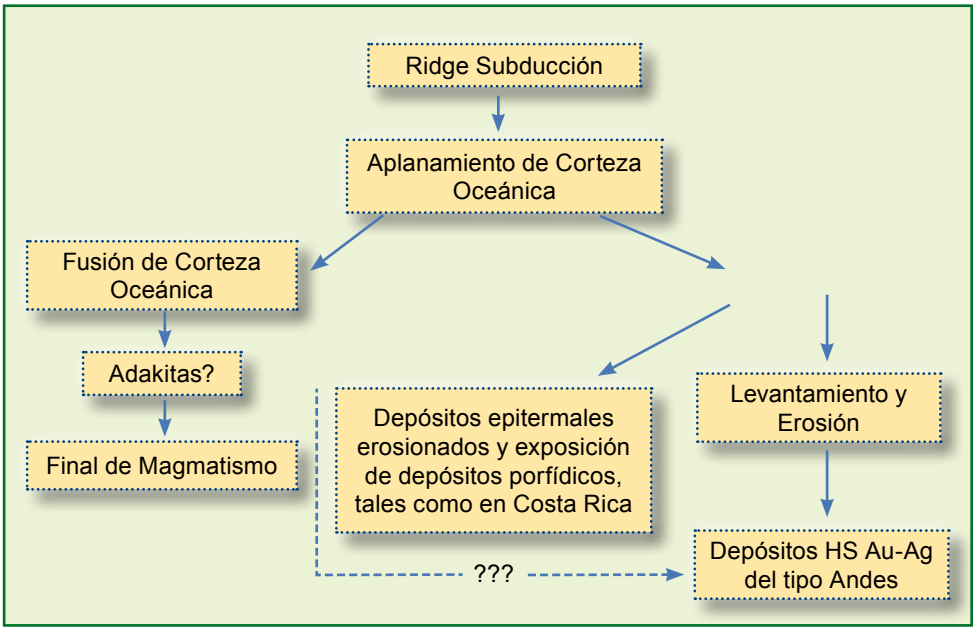


FIGURA No. 11 Ridge-subducción, generación de magmas, levantamiento continental y erosión de depósitos epitermales y formación de depósitos de alta sulfidización de oro y plata *(Tomado de Satwel, 2005)*

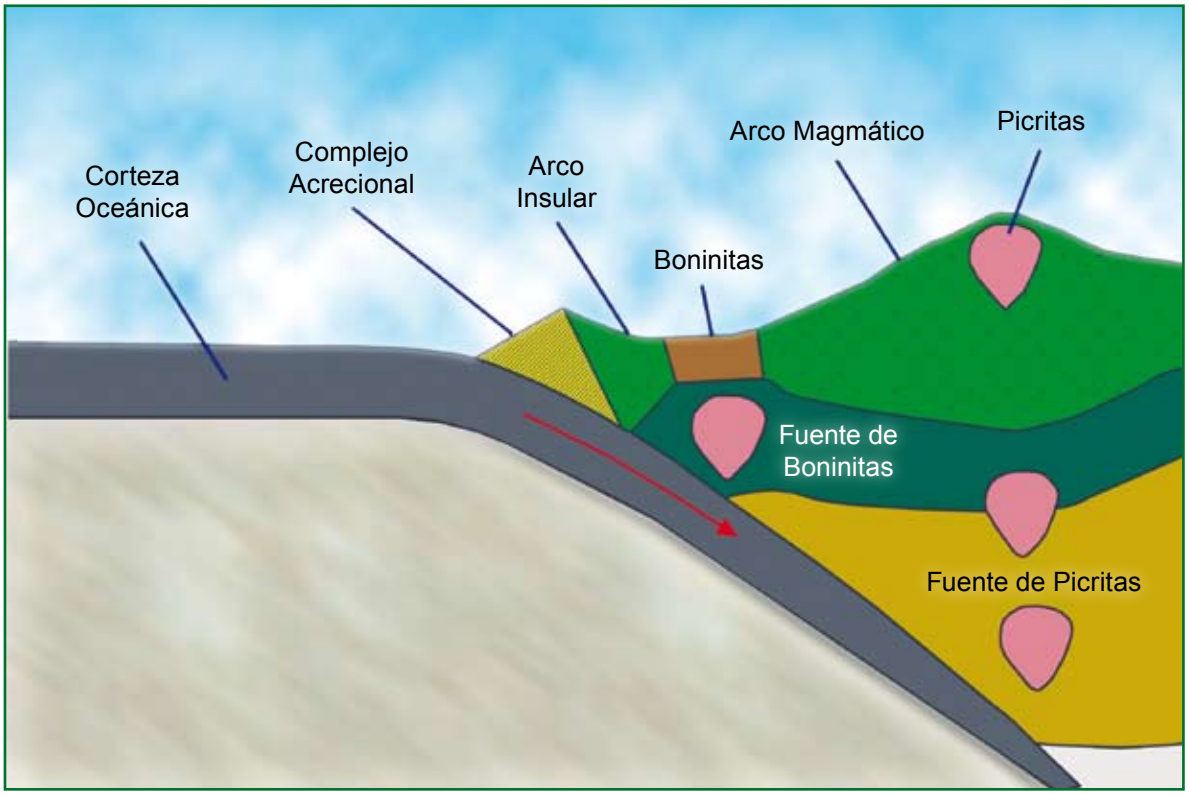


FIGURA No. 12 Ambientes geodinámicos de picritas y boninitas de la formación Isua, Groenlandia, formados a diferentes profundidades sobre una misma zona de subducción *(Tomado de Nelson y Mueller, 2004)*

Las boninitas terciarias son producto de fusión parcial a altas temperaturas (1.300ºC)/bajas presiones (<10 Kbar) o profundidades de material hidratado del manto refractario ("eclogítico") encima de una zona de subducción de corteza oceánica **(Figura No. 12),** en un ambiente de convergencia intraoceánica de placas como en la zona de subducción de Izu-Bonin-Mariana del Pacífico Occidental. Las picritas son el resultado de fusión parcial a altas temperaturas (1.300ºC)/alta presión (30 Kbar) de material peridotítico de fuentes mantelares subyacentes al arco de islas si hay buen fraccionamiento de REE/HFSE, característico de márgenes convergentes y si no está relacionado a pluma de calor. Ambos tipos existen en terrenos de CRV del Arqueozoico tales como Isua, Wawa y otros **(Kerrich y Polat, 2006).** Si este modelo es correcto para el CRV de Isua, entonces la tectónica de placas tal como hoy actúa estaba operativa desde hacen unos 3.8 Ga. Sin embargo, sobre Isua existen varios modelos tectónicos contradictorios. Colisión o yuxtaposición de los dos ambientes diferentes para estos dos tipos de asociaciones de rocas máficas-ultramáficas distintas en el Arqueozoico también puede explicar su presencia continua la una a la otra en el CRV de Isua.

Por un evento catastrófico inmenso que añadió tanta energía a nuestro planeta, el mismo ha ido evolucionado con gran cantidad de expulsión de energía endógena, que le ha permitido, a través del tiempo geológico y de la evolución y de los actores bióticos, mantener por más de 2.500 Ma una tectónica de placas muy activas con un gran incremento, diversificación y evolución de las formas de vida a medida que la atmósfera evolucionó a más rica en oxígeno. A su vez la Tierra es el único planeta con corteza continental, con vegetación y agua líquida, que hace que la vida sea tan próspera y agradable en esas áreas continentales.

En resumen: la mayor parte del Hadeano y del Arqueozoico fue un tiempo de grandes inestabilidades, cambios y evolución del manto-corteza, acompañados de numerosos e importantes impactos meteóricos y de un predominio de plumas de calor. A partir de 2.7 Ga el predominio es de tectónica de placas y los impactos meteóricos son mucho menos importantes y escasos en número. Con ello se produjo, a partir de entonces, un cambio más acelerado en la vida, en la atmósfera y en la formación de mares plataformales con abundancia de estromatolitos, concluyen que convección semilíquida o sub-sólida impulsan las fuerzas o el motor de la tectónica de placas, incluyendo magmatismo, deformación, sismicidad y metamorfismo. Vigorosas células de convección en el Arqueozoico en una tierra más caliente también motivaron la tectónica de placas, pero con zonas de subducción poco pendientes.

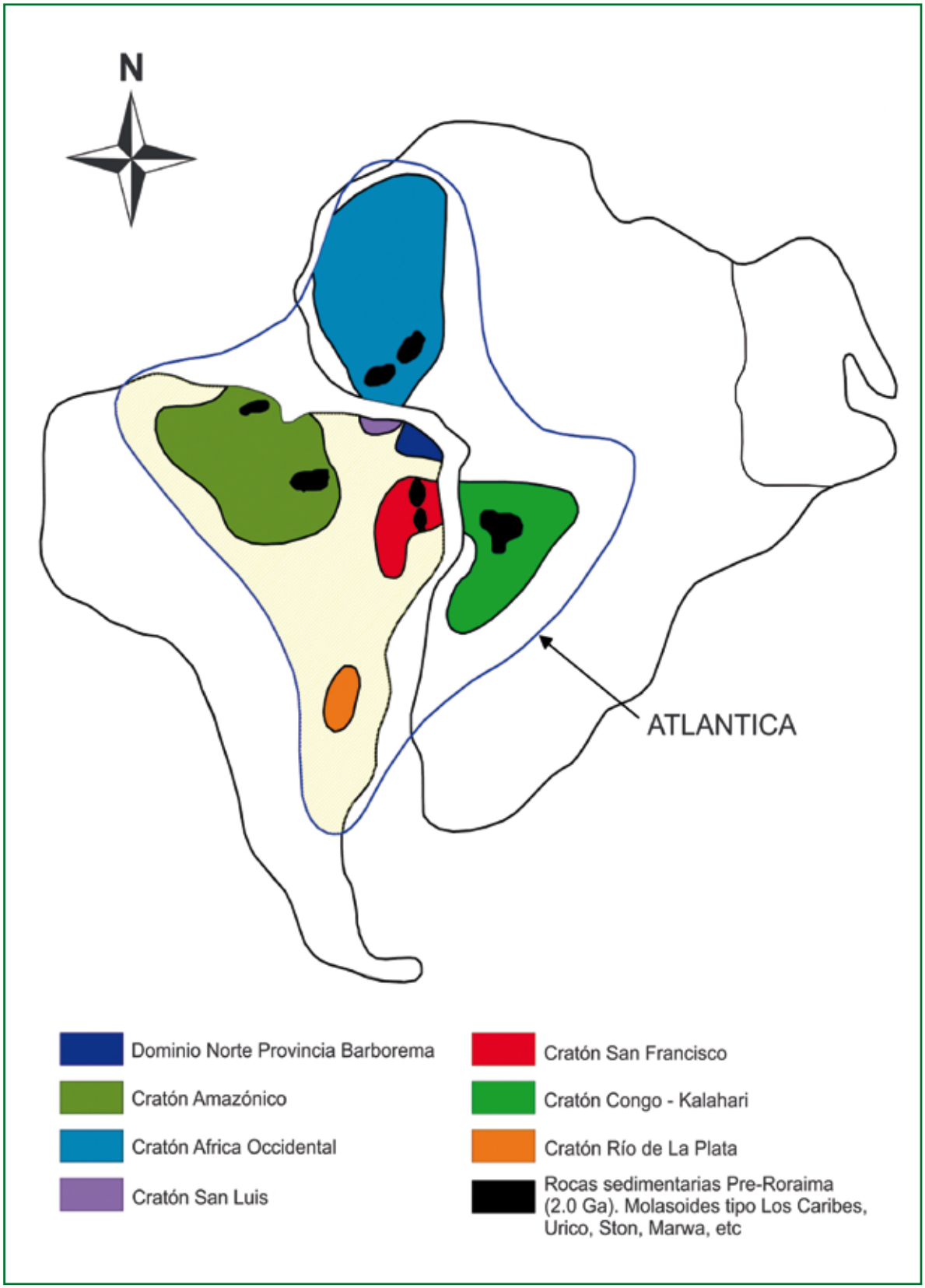


FIGURA No. 13 Reconstrucción esquemática del Supercontinente Atlántica *(Tomado de Rogers, 1996)*

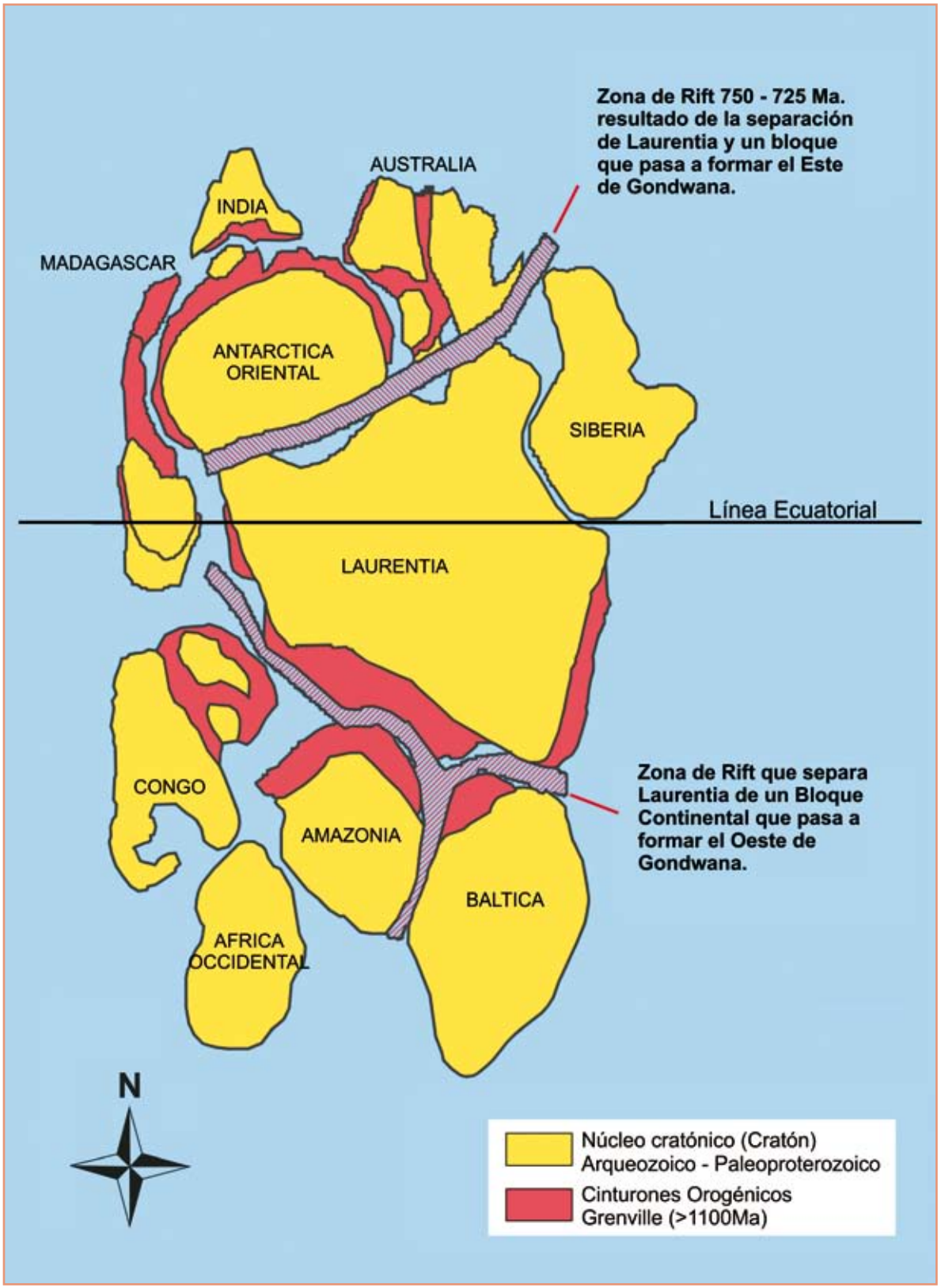


FIGURA No. 14 Reconstrucción paleomagnética del Supercontinente Rodinia. Obsérvese la continuidad de los cinturones orogénicos de la edad Grenville *(Tomado de Condie y Sloan, 1998)*

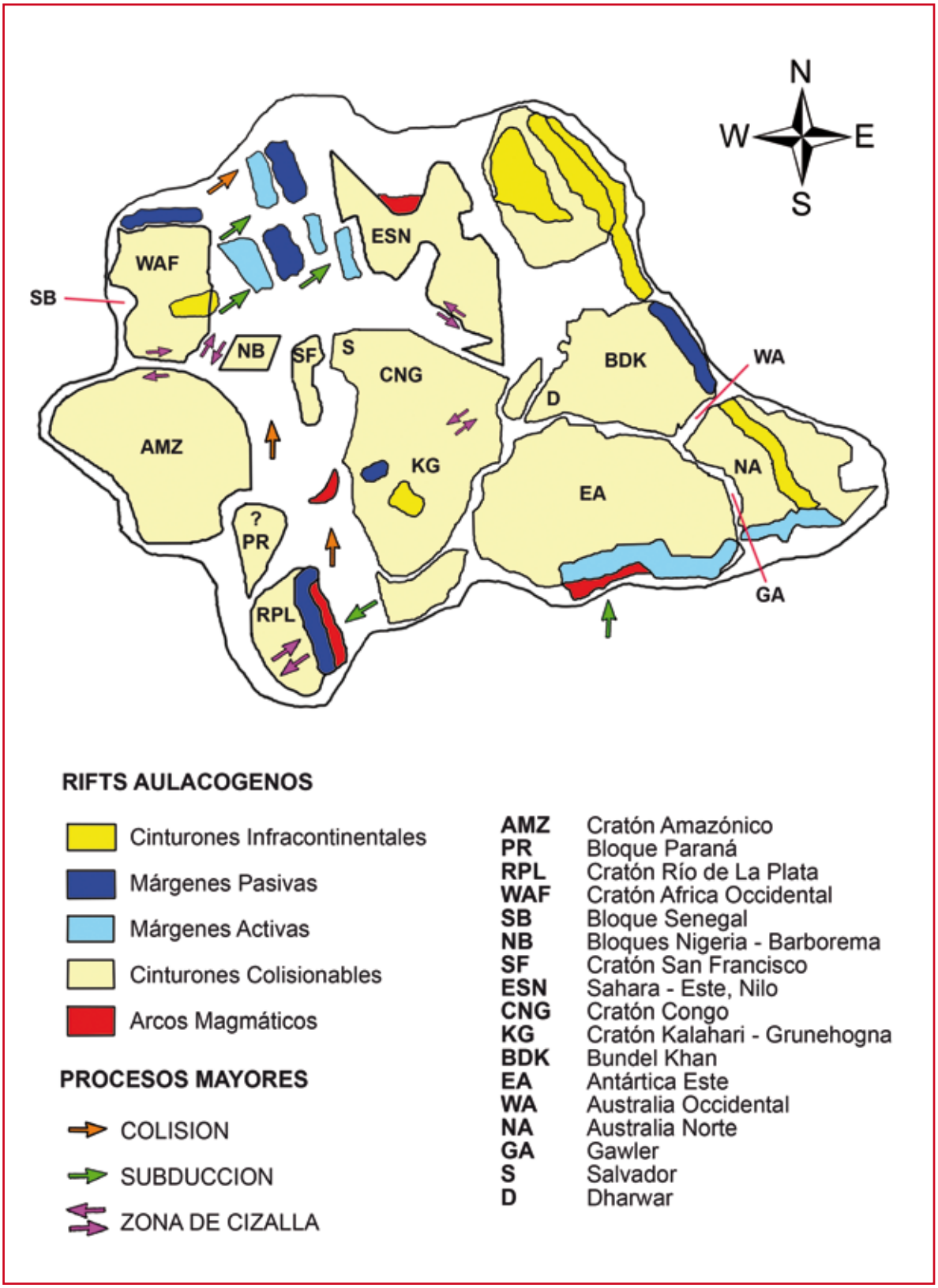


FIGURA No. 15 Supercontinente Gondwana y orogénesis brasiliano-pan africano *(Tomado de Cordani y otros, 2000)*

COEFICIENTES DE CRECIMIENTO DE LA CORTEZA CONTINENTAL

GENERAL

Las edades de importantes eventos en la evolución del Planeta Tierra son conocidas con buena precisión como se indica a continuación:

- El Planeta Tierra se formó por acreción hace 4.6-4.5 Ga
- El núcleo-manto se diferenció hacia 4.56 Ga, y la atmósfera se formó unos 20 Ma después.
- Bombardeo intenso de meteoritos y el final de la acreción del Planeta debió ocurrir hacia 4.4 Ga.
- La vida más antigua reconocida en los sedimentos más antiguos: 3.8 Ga.
- El primer supercontinente reconocido, Kenorlandia, 2.7 - 2.6 Ga
- Las principales BIF (>90%) se formaron entre 2.5-2.0 Ga
- La primera gran deglaciación ocurrió al final del Paleoproterozoico: 2.2 Ga.
- Corteza oceánica, en los modernos ciclos de Wilson, se creó en los "ridges" oceánicos y regresó al manto en las zonas de subducción, en forma continua, hace unos 180 Ma.

Sin embargo, se desconoce la edad exacta en que se inició el desarrollo de la corteza continental: con seguridad comenzó a formarse antes que la Formación Isua, de Groenlandia, de 3.8 Ga.

Cuarcitas de Australia, de 3.1 Ga contienen circones detríticos de 4.4 Ga que soportaron 1.3 Ga de bombardeo meteórico, subducción al manto, fusiones, recristalizaciones, erosiones agresivas, etc.

Si tales circones provienen de rocas graníticas, entonces hacia 4.4 Ga ya había rocas graníticas, sinónimo de corteza continental. En tiempos posteriores a 2.7 Ga fueron reciclados de la corteza oceánica al manto gran parte de esa corteza.

La **Figura No. 7** muestra un gran máximo de crecimiento de la corteza hacia 2.7 Ga y otro menor hacia 1.9 Ga y luego otros menores aún a 1.2 Ga, 0.4 Ga y 0.1 Ga. Esto modifica lo postulado en este tema por **Cordani y Sato, 1999 (Figura No. 26).**

Entre los picos de mayor crecimiento se tienen edades de enfriamiento de granulitas y de intrusiones de granitos anorogénicos, pero están ausentes en el lapso entre 2.6-2.7 Ga y 2.1-1.8 Ga. Sin embargo, en Dos Carajás se localizan algunos granitos anorogénicos de 1.8 Ga.

Cada pico coincide con erupción masiva de basaltos y comatiitas en cuencas oceánicas y en parte en zonas de rifts continental con flujos basálticos de plateau. 30-40 Ma.

Después de tales erupciones volcánicas, plateau oceánicos se agregaron o adicionaron o yuxtapusieron a secuencias de arcos oceánicos, formando así el núcleo de muchos CRV y de muchos continentes.

Luego intrusiones voluminosas de rocas graníticas, tipo TTG, atravesaron la secuencia volcánica en forma generalmente dómica.

Cada pico coincide al comienzo con el máximo del calor y concluye con la subducción máxima. Luego vienen uno o más períodos de quietud tectónica.

Sólo hacia o antes de 2.7 Ga la corteza oceánica más espesa, con mayor densidad y más fría, pudo ser subductada de regreso al manto, llegando en forma de avalancha hasta cerca del contacto manto inferior-nucleo superior, lo cual desencadenó el ascenso de grandes plumas de calor, evento superpluma mundial, que calentaron el manto superior y hasta la base de la corteza acelerando los ciclos normales de formación y subducción oceánica.

La combinación de grandes o masivas plumas de calor con magmatismo relacionado, acelerada y más espesa formación de corteza oceánica acentuó el ciclo de crecimiento costral.

Los eventos de plumas mantelares de calor (EPC), mayores (o catastróficos) y menores, se pueden identificar por su "proxies" o asociaciones de rocas ígneas derivadas del manto.

Desde hace 3.6 Ga hasta el presente se han identificado 36 eventos de plumas de calor, siendo las más importantes las originadas en 2.75, 2.45, 1.8, 1.75, 1,65 y posiblemente en 0.75 Ga en el Precámbrico y varios picos en el Fanerozoico, el más importante de los cuales se sitúa en el Cretácico Medio hacia 0.11 Ga.

Unos eventos de PDC (= plumas de calor) están asociados a la formación de supercontinentes y otros a la disrupción de los mismos **(Condie, 2004).**

Cada pico coincide al comienzo con el máximo del calor y concluye con la subducción. Las plumas de calor para acrecionar continentes y formar supercontinentes, pueden durar de 200 a 400 Ma y las PDC para disruptar supercontinentes pueden tardar hasta 200 Ma.

Rara vez el pico de la pluma mantelar dura más de 50 Ma, excepto en el caso de eventos de plumas mantelares gigantescas o catastróficas que puede llegar su máximo a una duración de hasta 100 Ma.

Estos picos de crecimiento costral, en particular los de 2.7 y 1.9 Ga se corresponde con PDC gigantescas o eventos catastróficos originados en la capa D de la Tierra.

La formación de supercontinentes **(Figura No. 7)** coincide igualmente con estos picos de crecimiento de corteza juvenil. ¿Por qué se produjo la quietud tectónica entre los picos y eventos superplumas de 2.7 Ga a 1.9 Ga? Esta es una posible respuesta:

Las plumas de calor extraen o concentran calor y dejan detrás y a los lados un residuo "frío". Por lo cual después de emplazada y cesada la PDC queda una Tierra con enfriamientos prolongados, de poca actividad volcano-tectónica.

El planeta parece haber sufrido varios ciclos de caliente a frío, y sólo hacia el Neoproterozoico, la Tierra comenzó un ciclo dominante decreciente de enfriamiento, escapándose así nuestro planeta de un crecimiento periódico.

En general, la formación de los depósitos de oro orogénico coincide con la formación de supercontinentes y no con su disrupción.

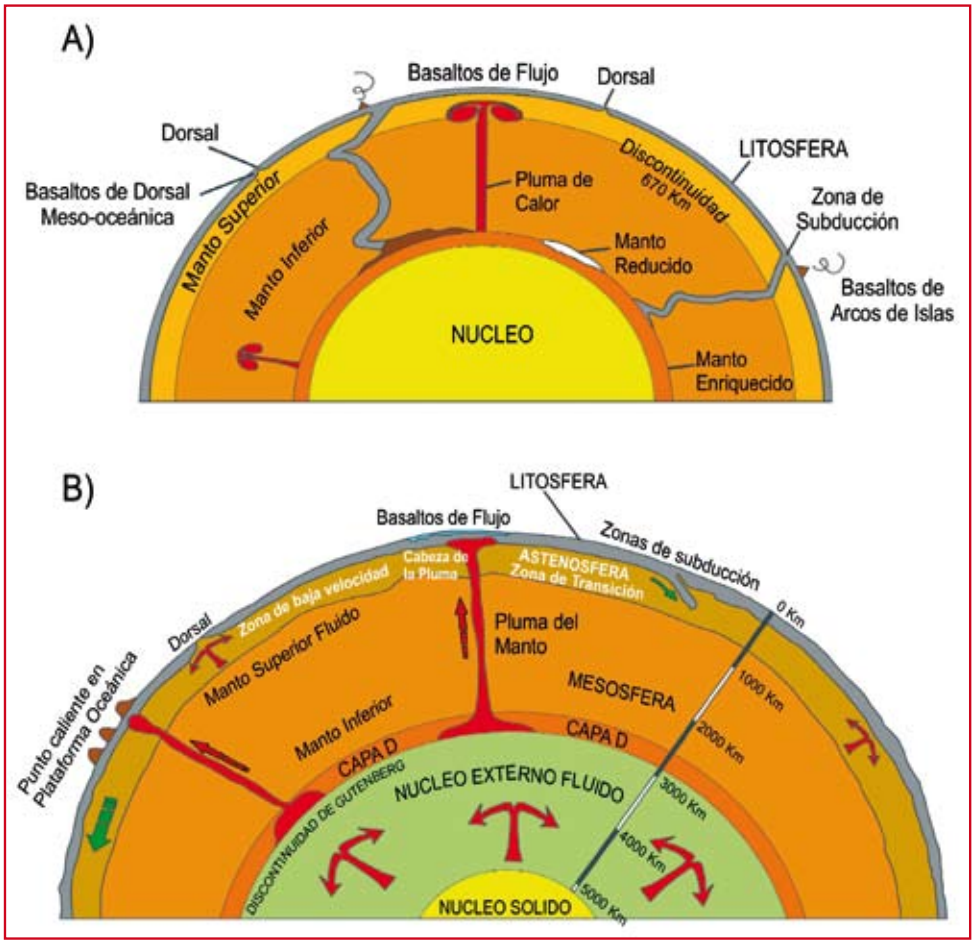


FIGURA No. 16 ***A.*** Sección que muestra el núcleo-manto-corteza de la Tierra y las relaciones entre plumas de calor, zonas de subducción y centros de deriva, ***B.*** La misma sección mostrando la capa "D", LVZ, cabeza de la pluma y cómo se originan los basaltos de flujo o plateau y la raíz de la pluma de calor, formando "hot spots" con plateau oceánicos *(Tomado de Ericsson y Catuneau, 2004).*

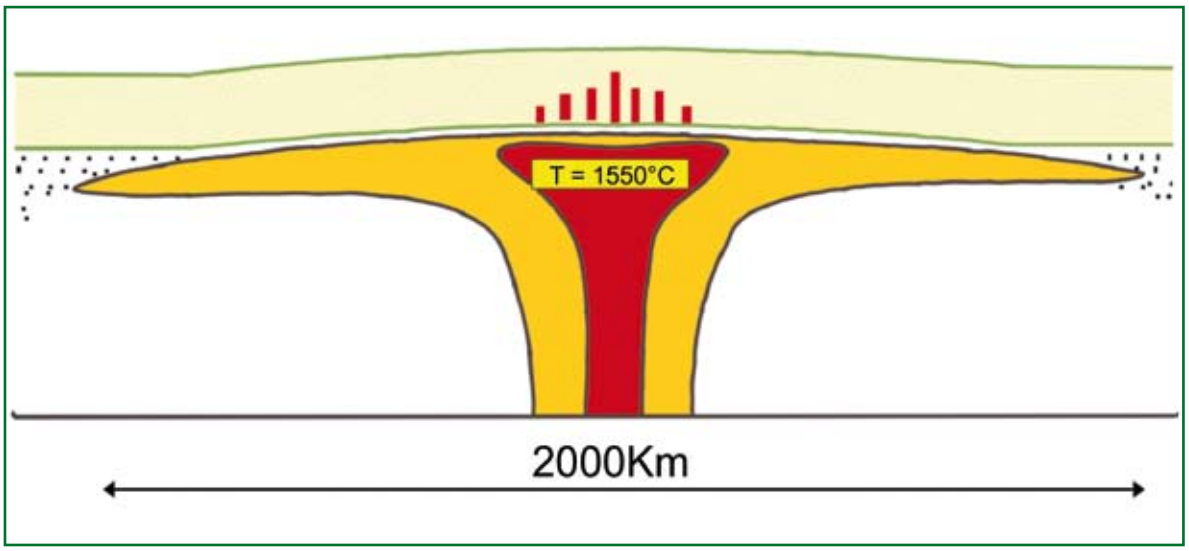


FIGURA No. 17 Flexura o arqueamiento de la litosfera inferior por efecto del emplazamiento de una pluma de calor *(Tomado de Tarney, 2005)*

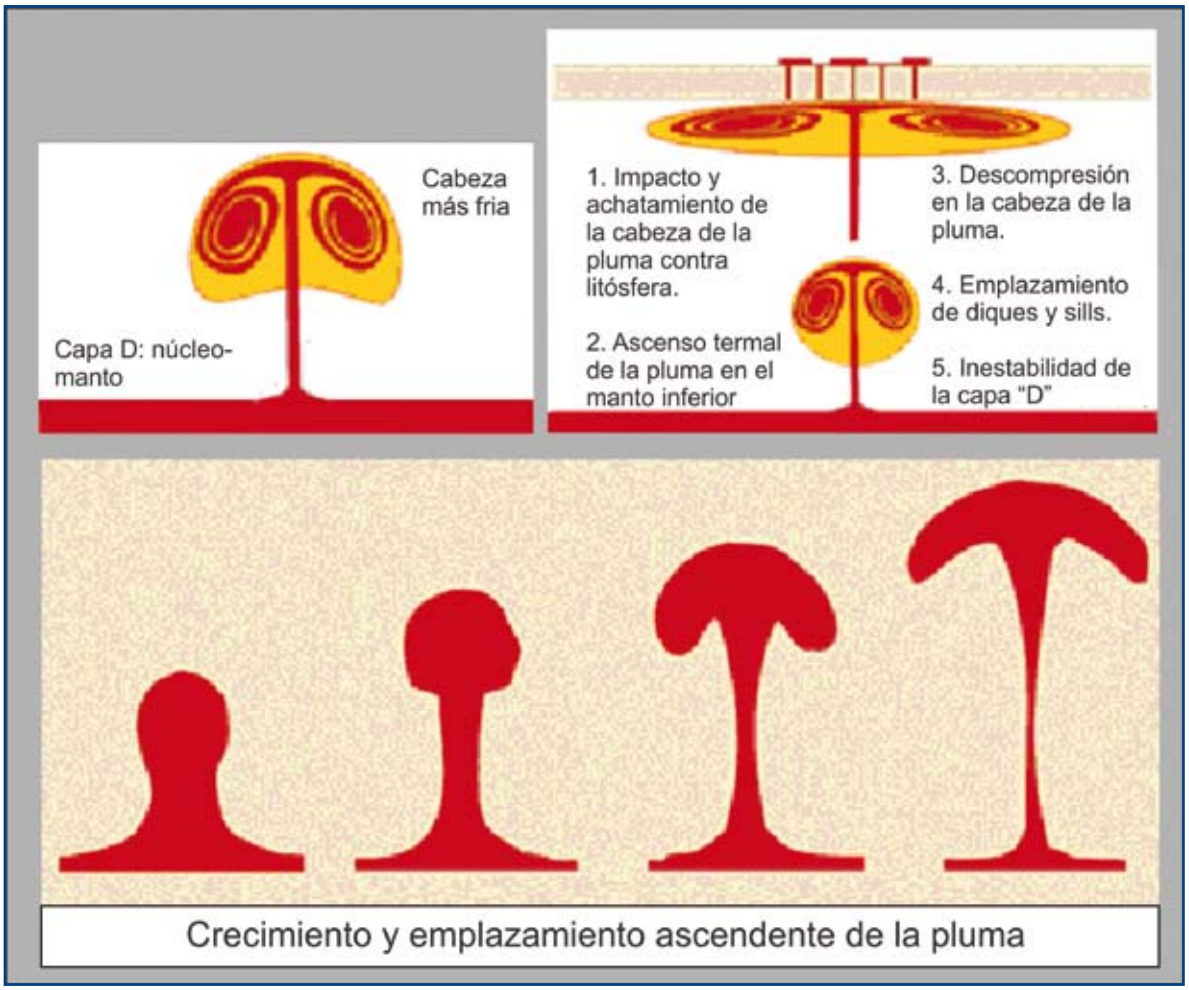


FIGURA No. 18 Desarrollo y evolución teóricos y de laboratorio de plumas de calor desde la capa "D", límite núcleo – manto inferior *(Tomado de Tarney, 2005)*

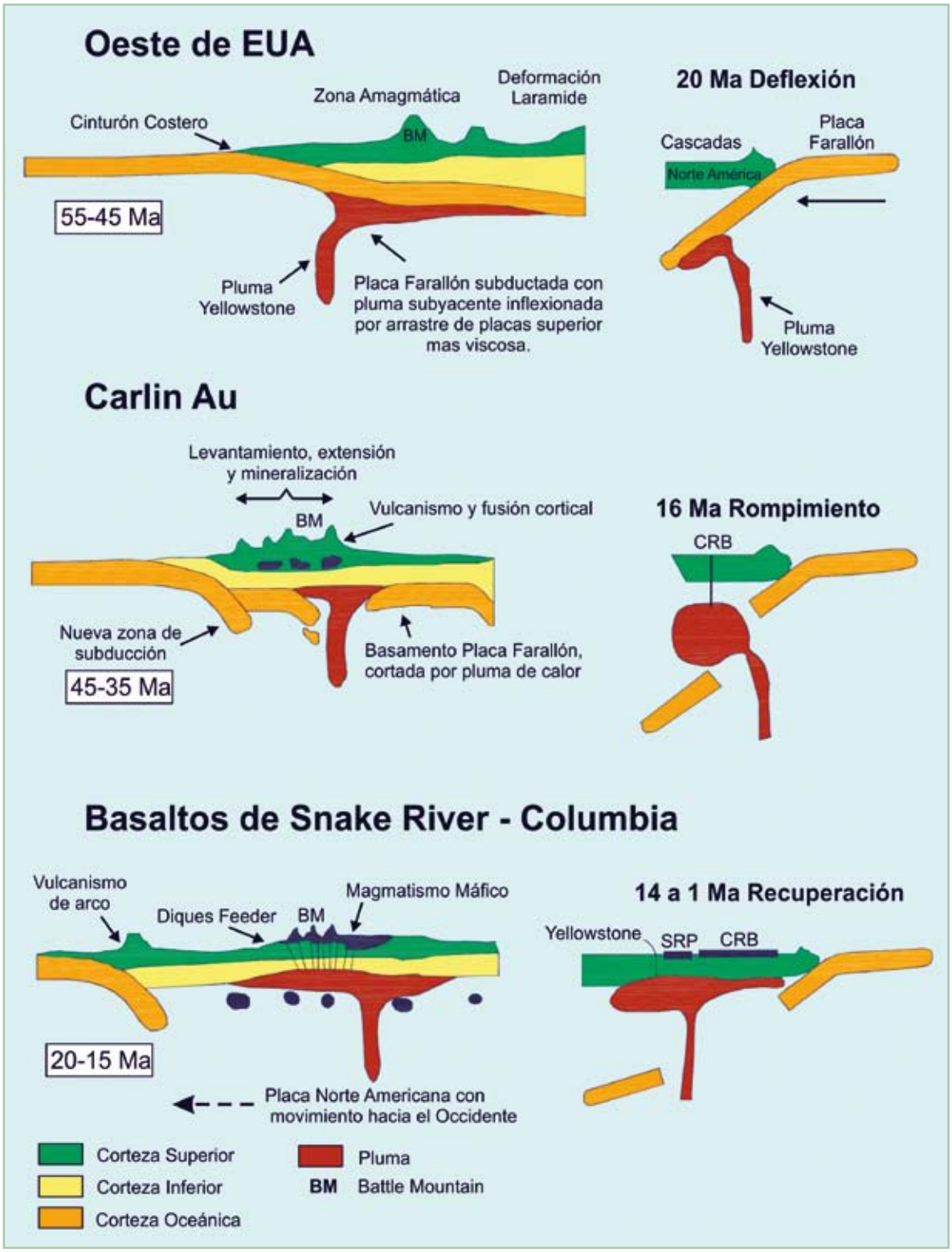


FIGURA No. 19 Modelo donde se muestra la relación de pluma de calor de Yellowstone, USA, con la mineralización aurífera de Carlin, Nevada, y la destrucción de la placa Farallón por la intrusión hacia 16 Ma que corta la subducción y se transforma finalmente, hacia 14 Ma en basaltos de flujo o plateau de Snake River Plain (SRP), fumarolas de Yellowstone y basaltos de flujo de Columbia River (CRB) *(Tomado de Condie, 2005)*

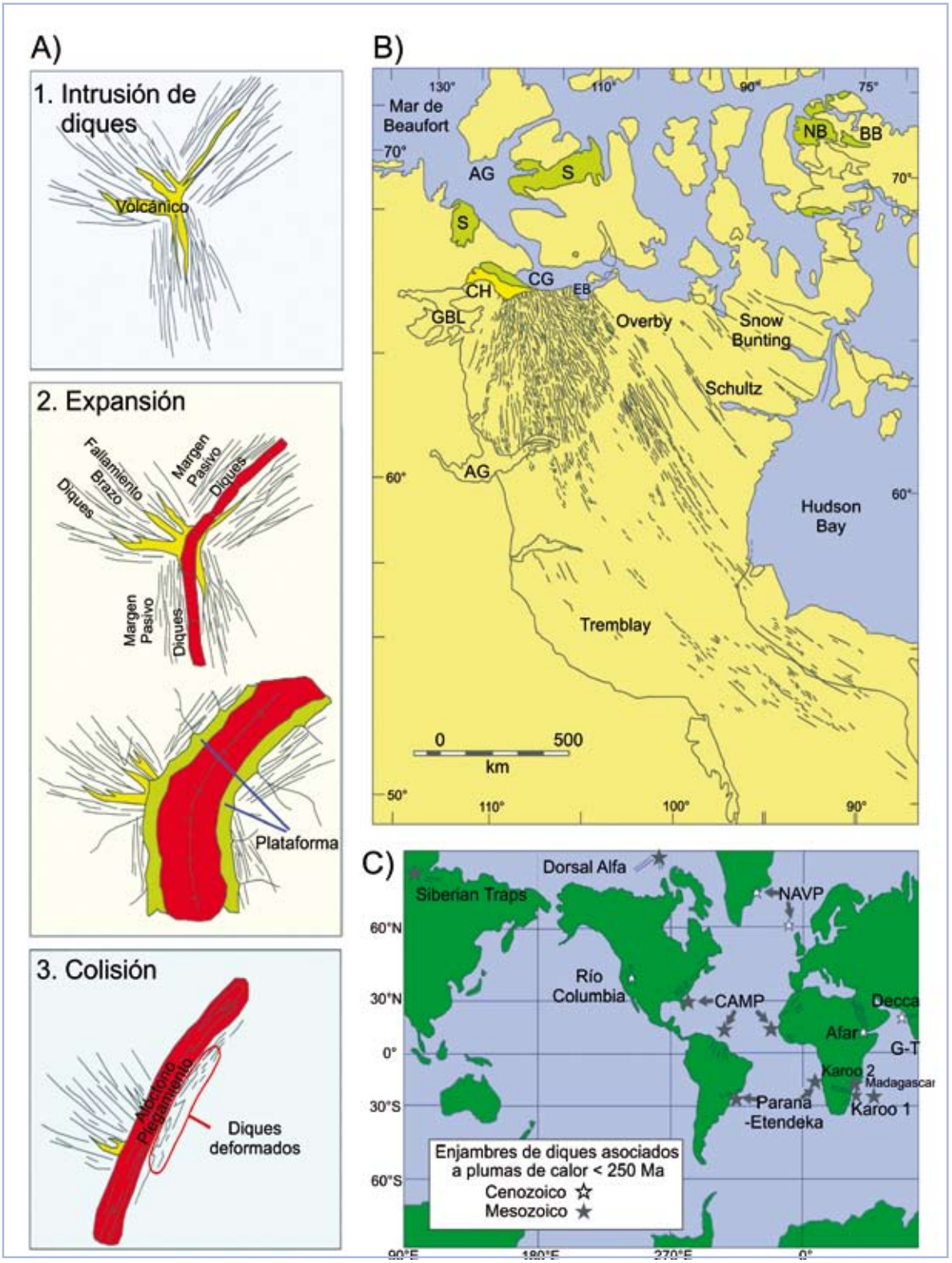


FIGURA No. 20 ***A.*** Modelo hipotético de enjambre de diques, con relación a la apertura y cierre de cuencas marinas. ***B.*** Mapa en donde se muestra el enjambre de diques de Mackenzis, de 1.267 Ma intrusivos en la provincia superior de Canadá. M=intrusión muskox, CB=basaltos de flujo de Coppermine River. ***C.*** Mapa de enjambre de diques asociados a plumas de calor, de 250 Ma. *(Tomado de Condie, 2005).*

PLUMAS DE CALOR Y TECTONISMO A TRAVÉS DEL TIEMPO

Los cambios en la evolución de la corteza incluye:

a. Variaciones en el contenido de CO_2 y O_2 en la atmósfera
b. Cambios en la Hidrosfera
c. Desarrollos de formas de vida
d. Influencia de vegetación o su ausencia en la formación de depósitos fluviales dispersos.

Una superpluma de calor (SPC) es una gran, gigantesca, pluma de calor del manto que muestra una bien definida cabeza y una contrastante cola **(Figura No. 18).**

Una SPC se deriva, posiblemente, de la capa "D", localizada encima de la zona de contacto núcleo superior-manto inferior de la Tierra. **(Figura No. 16).**

Al llegar la SPC a la litosfera, su cabeza se achata o aplana en forma de bulbo o cebolla **(Figura No. 17),** pudiendo alcanzar un diámetro generalmente de 500 a 1.000 km, aunque pueden excepcionalmente alcanzar hasta 1.500 km o más. A través de esa cabeza de la PDC eruptan gigantescos volúmenes de magmas máficos (>0.5 x 10^6 km^3) en tiempos relativamente breves, (<3 Ma).

No debe confundirse PDC con corrientes de convección, ascendentes calientes o fundidos ("upwelling") que llevan grandes cantidades de manto fundido hacia arriba.

Un evento superpluma es el que ocurre en un lapso relativamente corto (<100 Ma) en el manto, durante el cual muchas SPC y PC se levantan, deforman, calientan, funden y atraviesan parte de la litosfera y llegan hasta la superficie en forma de gigantescos volcanes, tal como el evento superpluma de calor (ESPC) del Cretácico Medio cuya actividad mayor fue volcánica en el Pacífico.

Las evidencias más contundentes de la presencia del ESPC (efectos super pluma de calor) son los siguientes: levantamientos verticales costrales importantes, presencia de ciertos tipos de rocas, a saber: comatiitas, picritas, basalto de flujo o de plateau, complejos alcalinos, granitos anorogénicos rapakivis o tipo A, anortositas, complejos máficos-ultramáficos estratificados, enjambres radiales de diques de rocas máficas **(Figura No. 19);** abundancia de lutitas negras carbonáceas.

Se pueden registrar al menos tres variedades de plumas de calor:

a. Plumas de calor de larga duración pero de moderados flujos magmáticos, tipo islas oceánicas como las de Hawaii en corteza oceánica y "hot-spots" en continentes como el de Yellowstone de Columbia River, USA (45 Ma).

b. Plumas de calor de corta duración que generan grandes extensiones de basaltos de plateaux como los de Kerguelen, Ontong-Java e Islandia en corteza oceánica o los basaltos de plateau del Deccan, Paraná, Siberia, etc., en corteza continental.

c. Superplumas de calor de gran extensión de hasta 10.000 km^2 como la del Sur del Pacífico bajo corteza oceánica o la de Sur África, bajo corteza continental **(Kerrich y otros, 2005).**

La transición desde eventos termales magmáticos, al comienzo o Hadeano, con convección casi total del manto, a eventos donde la pérdida de calor o enfriamiento se produjo a través de "ridges" o Surcos oceánicos, con regreso del material al manto vía zonas de subducción, es decir bajo un régimen de tectónica de placas moderno, con influencias episódicas de plumas y eventos superplumas, ocurrió hacia 2.7 Ga.

El modelo de "plug hole" o vaciado de **Trendal (2002),** es una hipótesis razonable para la formación de corteza continental en el Neoarqueozoico, por diferenciación de corteza oceánica comatiítica en los centros de convección descendientes (CCD's).

El crecimiento alrededor de los cratones recién formados condujo a nuevos ascensos magmáticos de variada composición, incluyendo magmatismo bimodal en los CRV a través de "rifts" o surcos depositarios. Continuo descenso de corteza oceánica comatiítica y basáltica de "ridges" marginales facilitaron la formación, vía convección, del primitivo sistema "ridge"-subducción.

El desarrollo de océanos poco profundos encima de los CCD's expandió tales cuencas, formándose los océanos globales.

Crecimiento de los protocratones y calentamiento debajo de ellos pudo provocar colapso colectivo de corrientes de convección en el manto, comenzando entonces el sistema de convección casi horizontal o estratificada.

Es posible que el evento de 2.7 Ga represente un régimen de transición en estos tipos de convección en el manto.

El límite Arqueozoico-Proterozoico hacia 2.5 Ga parece indicar el comienzo de un sistema global de deformación por tectónica de placas, con acreción de arcos y fragmentos costrales, alrededor de un núcleo formado por la hipótesis del "plug hole". Al mismo tiempo este

límite o transición del Arqueozoico al Proterozoico se caracteriza por un significativo incremento del contenido de oxígeno en la atmósfera y el subsecuente desarrollo de un mundo aeróbico, con el comienzo de la oxidación de las superficies continentales, una más acelerada erosión, oxigenación y nuevas vidas en los océanos. Este cambio se registra en sulfatos y sulfuros de secuencias sedimentarias de Sur África **(Strauss y otros, 2008),** Australia y Norte América.

En el período 2.6-1.9 Ga la tectónica de placas fue mucho menos activa que la registrada en el Fanerozoico, como se induce, entre otras cosas, por la lenta disrupción del supercontinente Kenorlandia entre 2.45 a 2.20 Ga y la igualmente lenta aglutinación o "collage" del nuevo supercontinente Atlántica o Eburneano/Columbia, formado entre 2.1 a 1.8 Ga.

El concepto de subducción con bajo ángulo en el Arqueozoico se corresponde con el gran espesor de la corteza oceánica (15 a 35 km), inferida por el alto flujo de calor y la abundancia de plateaux comatiíticos.

Bajo ángulo de subducción también explica la asociación bimodal volcánica de basaltos y dacitas del Precámbrico.

En contraste con zonas de subducción más pendientes del Fanerozoico, en que se forman rocas de composición intermedia, tipo andesitas.

Por otra parte, alto flujos de calor implican la formación de "ridges" oceánicos mucho más amplios y de más rápido regreso del material al manto vía subducción.

Una combinación de tectónica de placas y magmatismo por plumas de calor controlaron el crecimiento y evolución costral en el Arqueozoico-Paleoproterozoico.

En el Precámbrico se registran dos grandes eventos superplumas, datados en edades U-Pb en circones e isótopos de Nd: uno hacia 2.7 Ga y otro hacia 1.9 Ga. **(Figura No. 7).**

En el Cretácico Medio se produjo otro gran aporte de corteza juvenil, derivada del manto, en "rifts" de arcos oceánicos y formando plateau de flujos de basaltos. El máximo pico de este evento se localiza hacia 110-120 Ma **(Condie, 2003).**

De hecho muchos de los más gigantescos plateaux basálticos se formaron entre 80 y 120 Ma, como los de Ontong, en Java y la corteza oceánica de la Placa Caribe.

Este tiempo coincidió con un gran ciclo de polaridad magnética normal, sugiriendo que la fuente de calor de las superplumas se localizó en o cerca del límite del núcleo superior-manto inferior de la Tierra. Dada la importancia de la Superpluma del Cretácico Medio y su similitud con las superplumas del Paleoproterozoico, la expondremos a continuación y sólo la referiremos brevemente en el Tomo de Rocas Sedimentarias de Venezuela.

El Cretácico Medio se caracterizó por muy profundas anomalías inducidas por la acción de la superpluma, en cierto modo muy parecido a lo ocurrido en el Paleoproterozoico.

LA SUPERPLUMA DEL CRETÁCICO SE MANIFIESTA POR LOS SIGUIENTES HECHOS

Levantamiento de los fondos marinos y con ellos el nivel del mar hasta en 250 m con relación a lo que es hoy el actual nivel del mar.

La temperatura en la superficie del Planeta Tierra se elevó como consecuencia del evento superpluma: el superenriquecimiento en CO_2, por la superactividad volcánica debida al evento superpluma, produjo un super-efecto "greenhouse", elevándose la temperatura unos 10°C.

Una gran cantidad de carbono orgánico y de carbonato inorgánico se depositó durante el Cretácico Medio, debido a la subida del nivel del mar y a las altas temperaturas. Pequeñas plantas y animales, conocidas como fitoplancton y zooplancton flotaban en cantidades gigantescas en los océanos hasta donde la luz solar podía penetrar. Cuando estos organismos morían, sus cuerpos se hundían en los fondos marinos y rápidamente se disolvían por la gran presión de la columna de agua sobre ellos.

Sin embargo durante el Cretácico Medio, estos esqueletos no se disolvieron en el fondo de las aguas poco profundas, sino que se preservaron. Algunos de ellos formaron los "Acantilados Blancos" y otros fueron enterrados algo más profundo y eventualmente transformados en kerógeno o hidrocarburos. Más del 50% del petróleo mundial se formó así en ese tiempo.

Irónicamente, como consecuencia del efecto "greenhouse" del evento superpluma del Cretácico Medio, creó los hidrocarburos que se están utilizando actualmente y que son y serán causa de uno nuevo o la aceleración y engrandecimiento del presente efecto "greenhouse" en el planeta Tierra.

La formación de las cordilleras del Oeste de Norte-América (Sierra Nevada) y de Sur América (Los Andes) se desarrolló o acrecentó mayormente durante el Cretácico por la aumentada subducción del océano Pacifico debajo del borde activo de Norte y Sur América, debido a la velocidad de distensión de los "ridges" oceáni-

cos del Pacífico se incrementaron por la gran actividad volcánica inducida por el evento superpluma del Cretácico Medio.

En el Cretácico Medio se formaron muchos y gigantescos depósitos de diamantes llevados por kimberlitas y otras rocas del manto. Los diamantes en el manto superior fueron removidos de sus lugares de formación por las gigantescas plumas y llevados a la litosfera y hasta la superficie por kimberlitas.

Durante períodos de actividad de superplumas, como la del Cretácico Medio, prácticamente no se registran anomalías magnéticas reversas. Por el contrario, cuando la actividad de plumas es nula o baja, como actualmente, las anomalías magnéticas reversas se producen.

Por efecto de las plumas de calor, el aporte de material volcánico en los "ridges" para formar la corteza oceánica se duplica, pero en los plateau y montañas marinas ("seamounts"), la producción se incrementa por un factor de cinco.

Entre estos plateaux debidos a la superpluma del Cretácico Medio se mencionan los de Paraná en Brasil, Deccan en la India y los Traps de Liberia, de miles de áreas de kilómetros cuadrados y un kilómetro o más de espesor.

Los plateaux oceánicos son aun mayores que los plateaux continentales citados antes, tales como el Onto Java Plateaux, que es alrededor de 25 veces más grande que el plateaux continental de mayor tamaño como el Deccan.

También la Placa Caribe o Plateau Caribe se formó como consecuencia del evento superpluma del Cretácico Medio y ello explica el excepcional gran espesor de la corteza oceánica Caribe (>15 km de espesor).

Actualmente se están comenzando a emplazar dos plumas de calor: una debajo de la Polinesia Francesa y otra debajo del Sur de Suráfrica y el SE Atlántico.

Extensos depósitos de lutitas negras, muy fosilíferas, con calizas negras, también muy fosilíferas, de edades del Cretácico Medio, tipo formación La Luna de la Cuenca Occidental de Venezuela, y de la formación Querecual del Oriente Venezolano, son consecuencia del gran incremento de CO_2 relacionado a la muy intensa actividad volcánica originada en el evento superpluma Cretácico.

Estas rocas se depositaron en medios anóxicos, con altas temperaturas, que favorecieron la gran productividad de organismos y microorganismos con una lenta y pobre circulación de las aguas marinas en la plataforma continental, más favorecidas aún si la cuenca era semicerrada o mediterránea.

La actividad volcánica aportó directamente a las aguas marinas CH_4 y CO_2 e indirectamente por aumento o transgresión del agua marina en cuencas parcialmente cerradas o tipo mediterráneo.

La productividad biológica durante el evento superpluma, es favorecida por el incremento en CO_2, incremento en el flujo de nutrientes, y en la actividad hidrotermal, elevadas temperaturas debido al aumento en CO_2 y precipitación de carbonatos químicos. Esto explica los gigantescos volúmenes de hidrocarburos generados en épocas del Cretácico Medio a nivel mundial (Venezuela, Golfo de México, Texas, Medio Oriente, etc.).

Condie (2005) propuso un modelo para explicar los lapsos o episodios de crecimiento de corteza juvenil, formación y disrupción de continentes, basado en eventos superplumas del manto.

En este modelo el ciclo del supercontinente de material subductado en avalanchas hacia la base del manto inferior, excepto para el primer supercontinente formado hacia 2.7 Ga es la causa principal del desencadenamiento de las superplumas de calor de la "capa D" del contacto núcleo superior-manto inferior.

El porcentaje de corteza continental aumenta con el incremento de material subductado en la avalancha, en respuesta a la producción de basaltos de plateau relacionados a plumas de calor y corteza devuelta a través de la subducción.

La diferencia en tiempo entre la producción de corteza juvenil oceánica y corteza juvenil continental, puede ser de 20 a 100 Ma.

Los eventos superplumas y de formación de supercontinentes coexisten en parte al mismo tiempo: ¿puede producirse el uno sin el otro? Conforme con dataciones U-Pb en circones y modelos computarizados, se estima

que los eventos superplumas ocurren cerca del comienzo de la formación del supercontinente.

Una vez formado el supercontinente, aumenta la temperatura debajo del mismo expandiendo y produciendo "upwelling" o levantamiento combado, con adelgazamiento de la base de la corteza. La disrupción del supercontinente puede producirse entonces por actividad de plumas de calor que ascienden a través de estos "upwelling" o flujos intensos ascendentes de calor.

En este caso no se genera corteza juvenil continental a diferencia de las otras superplumas de calor que sí generan corteza juvenil y que se originan a 660 km de profundidad (LVZ), o más profundo aún (capa "D"), por la avalancha de material costral subductado al manto inferior.

¿Cómo, cuándo y por qué se formó el primer supercontinente? Al comienzo, Hadeano, las muy elevadas temperaturas del manto y las inferidas grandes corrientes de convección de calor, condujeron a un rápido y continuo reciclamiento de corteza continental antes de que los fragmentos continentales formados tuvieran chance de colidir unos con otros para formar un supercontinente.

¿Qué ocurrió, entonces, en el Neoarqueozoico, hace unos 2.7 Ga, para que cambiara ese régimen y chocaran los fragmentos continentales y se formase el primer gran supercontinente? Una de las posibilidades es que la primera gran avalancha de material oceánico costral que regresó por subducción al manto profundo, ocurrió hacia 2.7 Ga y esto liberó en la capa "D" una superpluma de calor que generó grandes volúmenes de corteza continental (basaltos™ basaltos, hidratados™ subducción™ fusión parcial™ reascenso del material de más bajo punto de fusión cristalizando como asociación TTG™ final) en relativo poco tiempo (<100 Ma, hacia 2.6 Ga). En tiempos posteriores, los TTG evolucionaron a granitos K y SM. Posiblemente, tal avalancha se pudo producir también porque el material subductado acumulado a 660 km de profundidad alcanzó la saturación crítica y su colapso produjo la avalancha y el inicio de la superpluma de calor.

El primer supercontinente se formó posiblemente por la colisión de plateau oceánicos (muchos de ellos basaltos comatiíticos y comatiitas) con fragmentos de corteza continental de edad >2.7 Ga que sobrevivió al reciclamiento. Manto litosférico, hidratado, boyante también se resistió a subductar y colidió también.

Las cuatro técnicas más utilizadas para la reconstrucción de supercontinentes son:

- Datos paleomagnéticos, utilizando curvas comparadas APW para diferentes bloques continentales que demuestren que en un tiempo dado estaban juntos, y comparar la latitud de varios bloques
- Cinturones que se desarrollaron durante la acreción del supercontinente, de características magmático-tectónico-metamórficas y edades diferentes
- Identificación de "Paleorifts" (enjambre de diques máficos, intrusiones alcalinas, asociaciones magmáticas AMCG y sedimentación en aulacógenos)
- Reconocimiento que la fuente de sedimentos de un continente se localiza, por edades de circones detríticos, en otro continente.

Las Evidencias de formación o "collages" de un supercontinente las constituyen la identificación de características geoquímicas, geocronológicas, magmatismo y tectónica del tipo cordillerano para los CRV. Tal como los cratones del Arqueozoico de Laurentia, Báltica, India, Sur África y Australia.

Evidencias de inicios de disrupción de un supercontinente como, por ejemplo, la disrupción del supercontinente Kenorlandia, son las siguientes:

- Enjambre gigantesco de diques de rocas máficas noríticas a dioríticas, diabasas, etc., de edades de 2.4 a 2.2 Ga
- Formación de grandes depósitos de BIF en márgenes pasivas de África, Australia (Vaalbara) y Sur América (Minas Gerais, Carajás, Cerro Bolívar) hacia 2.5 a 2.4 Ga
- Abundancia de secuencias siliciclásticas y carbonáticas en márgenes pasivas de Laurentia y Báltica hacia 2.4 a 2.2 Ga
- Todos estos factores están relacionados con disrupción o "rifting" continental, promovidos por plumas de calor.

La gran abundancia de CRV en este primer supercontinente con plateau oceánicos, soporta la idea de que los plateaux oceánicos fueron unos de los más importantes contribuyentes en la formación del primer gran supercontinente, denominado Kenorlandia, o Guayanensis.

El evento 2.7 Ga se registra en Kaapvaal, de Sur África, con lavas de Ventersorf, estando ausente las lutitas negras carbonáceas, pero existiendo una buena correlación de este evento con las BIF tipo Algoma y la abundancia de estromatolitos. Al parecer en la mayoría de los escudos se registra una erupción global o mundial de comatiitas hacia 2.705 Ma, desde Australia (Yilgarn) a Canadá (Provincia Superior).

El evento superpluma del Neoarqueozoico duró unos 50-100 Ma, algo antes y hacia 2.7 Ga, mientras que el evento de formación del supercontinente duró unos 100 a 200 Ma, antes de 2.7 a algo después de 2.6 Ga. Así pues, hacia 2.7-2.6

Ga se aglutinó ese gran supercontinente. Hacia 2.45 Ga se formó la corteza continental juvenil de India, Norte de China. Hacia 2.1-1.9 Ga se originó la corteza continental juvenil de Sur y Norteamérica y Sur del Báltico.

El evento 1.9 Ga corresponde con un gran pico de lutitas carbonáceas en la cabeza de la superpluma. El evento 1.8 Ga corresponde con la cola de esa superpluma. El 1.9 Ga también corresponde con grandes volúmenes de sedimentación de BIF de Labrador, Minnesota y W. Australia. Las lutitas negras de la "formación" Yuruari representan cercanías de la cabeza al igual que las lavas comatiíticas de El Callao, del Escudo de Guayana, Venezuela, de una superpluma de calor hacia 2.2-2.0 Ga.

Los estromatolitos tienen un máximo de abundancia entre 1.8 Ga y 1.0 Ga, reflejando un calentamiento global de ese tiempo, alto nivel del mar, efectos del gran contenido de CO_2 o efecto "greenhouse", relacionados todos al evento superpluma de 1.9 Ga. Algo similar al gran evento superpluma, ya referido del Cretácico.

Las grandes provincias magmáticas (LIPs = "large igneous provinces") se definen como inmensas extensiones (más de 100.000 km^2) de asociaciones de rocas ígneas extrusivas e intrusivas, de predominante composición máfica que se originaron por procesos diferentes y se emplazaron en cortos períodos de tiempo a través de zonas de "rifts" oceánicos y continentales, conectadas con plumas de calor y eventos superplumas.

Las LIPs incluyen basaltos de flujo o plateaux, rocas volcánicas de márgenes pasivas, basaltos oceánicos de plateaux y basaltos de flujo, pero excluye basaltos de "ridges" oceánicos. En el Cenozoico y Mesozoico dominan los basaltos de flujo mientras que en el Paleozoico y Proterozoico la erosión ha expuesto diques y sills de rocas máficas y complejos máficos-ultramáficos estratificados. En el Arqueozoico, las LIPs se relacionan con CRV con altos contenidos de comatiitas de plateaux. Es por ello que se dice, que existen también CRV no relacionados con arcos de islas, tales como los CRV de plateaux o llanuras comatiíticas y algunos CRV con asociaciones plataformales.

RESUMEN DEL ARQUEOZOICO MUNDIAL

Área: el Arqueozoico cubre unos 15.5 $x10^6$ km^2 a escala global. **(Figura No. 3).** Las rocas en el Arqueozoico se dividen en regiones con rocas de alto grado metamórfico (granulitas, migmatitas, anfibolitas) y CRV, en la facies esquistos verdes.

De las áreas expuestas precámbricas, Arqueozoico + Proterozoico, mundiales (30.300.000 km^2) unos 10.684.000 km^2, o sea un 35%, son del Continente africano. Las áreas precámbricas ocupadas por Sur y Norteamérica son del orden del 18% y 20%, respectivamente.

El contacto entre los CRV y los gneises del basamento, rocas de alto grado metamórfico, es complejo. En algunos sitios, el contacto es fallado o cizallado, en otras partes los CRV se depositaron discordantemente sobre los gneises del basamento y en otras localidades los gneises graníticos se reactivaron e intrusionaron a los CRV.

El origen de la vida y su evolución a partir de células eucarióticas, el desarrollo de la corteza terrestre, la oxigenación de la atmósfera y la formación de depósitos minerales parecen estar íntimamente interrelacionados. El tiempo y causas del enriquecimiento en oxígeno de la atmósfera, se explica por la fotosíntesis mediante la cual el oxígeno libre fue producido.

La evolución de la atmósfera del Arqueozoico al Proterozoico, estuvo por tanto ampliamente influenciada por los tipos y cantidades de organismos, producción y descomposición de materia orgánica, en combinación con la desgasificación volcánica del Planeta y también influenciaron la concentración de CO_2 y CH_4 a través del ciclo del carbono que involucra la meteorización y formación de silicatos y carbonatos.

Existe acuerdo general sobre el incremento de oxígeno en el planeta a partir de 2.3 Ga, pero su contenido y evolución de la atmósfera en el Arqueozoico es materia de discusión y grandes diferencias e hipótesis. Una tendencia postula que la vida se originó en el Arqueozoico bajo una atmósfera reductora (O_2 <1) y que la formación de una atmósfera anóxica retrasó la aparición de células eucarióticas. Otra tendencia propone la emergencia de oxígeno vía fotosíntesis desde hace por lo menos 4.0 Ga a niveles esencialmente constantes (O_2 >10%) desde entonces.

Al igual que se observa hoy en los demás planetas del Sistema Solar, la atmósfera terrestre careció de oxígeno hasta pasada la primera mitad de su historia. Hubo vida mucho antes, pero el oxígeno no era abundante hasta que aparecieron, se desarrollaron y se hicieron importantes organismos que practicaban la fotosíntesis. Estos nuevos organismos, cianobacterias y otros, cambiaron el equilibrio del aire, que hasta hace por lo menos 2.500 Ma se mantenía en muy baja concentración de oxígeno. En la actualidad, el oxígeno constituye el 21% de la atmósfera y la Tierra es el único planeta del Sistema Solar con una atmósfera oxigenada.

Entre hace unos 3.500 y 2.700 millones de años, las cianobacterias aparecieron en las aguas costeras de los primitivos continentes. Las cianobacterias son un tipo de bacterias que contienen clorofila y pigmentos fotosintéticos que utilizan para captar la energía de la luz solar y sintetizar azúcares. Pueden ser seres unicelulares o filamentosos de hasta 0.5 mm de largura. Actualmente constituyen una parte importante del plancton marino. En los mares templados y tropicales las cianobacterias, unicelulares, son muy abundantes (100 millones de ellas viven por litro de agua marina) y son las principales generadoras de materia orgánica. A veces viven en simbiosis con otros microorganismos en costas fangosas de poca profundidad formando una masa musgosa y van creando mantos calcáreos de unos cuantos cm de espesor llamados estromatolitos, los cuales se han conservado desde el Arqueozoico hasta nuestros días en diversas partes del mundo y aún hoy se forman en algunas zonas de Australia, de Bahamas, de México y en otros sitios.

Las cianobacterias, antecesoras de los cloroplastos de las células vegetales, eran y siguen siendo, bacterias fotosintéticas, que fabrican carbohidratos y oxígeno a partir del dióxido de carbono y del agua, usando la luz solar como energía, mediante la reacción simple:

$$CO_2 + H_2O = CH_2O \text{ (carbohidrato)} + O_2 \text{ (oxígeno)}$$

Hasta fines del Arqueozoico, las cianobacterias representaban minorías frente a otros tipos de bacterias y otros tipos de microorganismos más antiguos. Probablemente casi todo el carbono orgánico creado en la fotosíntesis por las cianobacterias se oxidaba en la propia respiración y descomposición de esas bacterias. De esa forma, el carbono era devuelto a la atmósfera en forma de dióxido de carbono y el oxígeno se consumía en proceso químico opuesto al de la fotosíntesis, es decir que todo el oxígeno que se producía entonces desaparecía inmediatamente, mediante una reacción opuesta a la indicada anteriormente, sin quedar en el aire.

Las cosas cambiaron cuando a fines del Arqueozoico y comienzos del Proterozoico, entre 2.500 y 2.300 Ma, la producción fotosintética comenzó a superar lo que se perdía en la oxidación de la materia orgánica y en la oxidación de los minerales ferrosos. Esto permitió que la concentración de oxígeno en el aire aumentase velozmente. A su vez, la formación de cianobacterias aeróbicas se vió favorecida, y se multiplicaron exponencialmente, llegando a proliferar en todos los mares de todas las latitudes. Así, el oxígeno alcanzó en relativamente poco tiempo concentraciones comparables a los niveles actuales del 21%.

Es más probable que los niveles actuales de oxígeno se alcanzaran hace unos 600 Ma, favoreciendo la revolución biológica con la aparición de seres vivos multicelulares más complejos, que necesitaban más oxígeno para poder vivir y desarrollarse.

Al parecer el nivel de oxígeno alcanzó su máximo, de alrededor de un 35% en la composición de la atmósfera, hacia el Carbonífero Tardío – Pérmico Temprano, hace unos 300 Ma y bajó bruscamente a un 15% en el Pérmico Tardío al Triásico, hace unos 250 Ma. La razón de una fuerte subida durante el Carbonífero parece deberse a un intenso enterramiento de materia orgánica en los continentes. El enterramiento por mares transgresivos de grandes cantidades de carbono redujo considerablemente la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera y aumentó el oxígeno. La posterior bajada en la concentración de oxígeno pudo ser debida a un enfriamiento del planeta, a la bajada del nivel del mar y a la sequía de los continentes.

En cualquier caso, cuando se produce una ruptura del equilibrio en el contenido de oxígeno, inmediatamente después aparecen otros factores que lo restablecen. Así por ejemplo, si el contenido de oxígeno en la atmósfera aumentó, por incremento de la actividad fotosíntesis, pueden ocurrir algunos o combinación de los siguientes hechos: **A.** Que al haber más oxígeno, proliferen los microorganismos heterótrofos que se comen y oxidan la materia orgánica enterrada, lo que hace disminuir la cantidad de oxígeno en el aire, **B.** Que con más oxígeno en el aire, aumente la probabilidad de incendios gigantescos de vegetación, como ha estado ocurriendo en los últimos 400 años y con ese aumento de combustión se reduce de nuevo el contenido de oxígeno en la atmósfera, y **C.** Que una vez que el oxígeno fue abundante en la atmósfera, con la ayuda de la radiación solar se fue formando ozono (O_3) a partir de la combinación de una molécula normal biatómica con un átomo libre de oxígeno ($O_2+O = O_3$). Por su capacidad de absorción de la radiación solar ultravioleta tipo B, letal si es intensa, el ozono contribuye a que sea más fácil y abundante la vida, con lo cual demanda más oxígeno de la atmósfera, en la superficie de los océanos y de los continentes.

Desde hace 2.500 Ma, con el aumento de oxígeno en la atmósfera, el metano (CH_4) fue siendo oxidado y su concentración fue disminuyendo. Hoy el metano tiene una duración promedio de sólo 10 años en la atmósfera terrestre, cosa que no ocurría en el Hadeano y al comienzo del Arqueozoico en que el metano no se oxidaba ni destruía sino que se concentraba su cantidad en la atmósfera. Esto mismo ocurre actualmente en el resto de los otros planetas de nuestro sistema solar, que por carecer de una atmósfera rica en oxígeno, el metano no se oxida y aumenta su contenido en los mismos. En definitiva, el oxígeno promovió un mayor y mejor desarrollo de vida, en todas sus formas, y con ello contribuyó al enfriamiento del planeta.

Condiciones de una atmósfera reductora deben haber prevalecido en el Planeta por lo menos hasta 2.640 Ma, como se prueba por la abundancia de granos detríticos de pirita redondeada, de los Conglomerados de Witwatersrand, Sur África, que viajaron grandes distancias por la superficie terrestre, sin ser alterados ni destruidos.

Este tiempo pudo extenderse hasta 2.450 Ma por la presencia de este tipo de piritas redondeadas en los conglomerados de Blind River en Canadá. También la presencia de granos detríticos de uraninita de Witwatersrand y Blind River fueron trasladados a la superficie del Planeta bajo una atmósfera reductora, que evitó su pronta destrucción.

Las partículas de uraninita están bien redondeadas y localmente reemplazadas por kerógeno o bitumen, indicando que al menos gran parte de la uraninita es más antigua que estos hidrocarburos del Arqueozoico. Parte de la uraninita fue transformada en brannerita y leucoxeno durante su transporte. Los granos de uraninita son ricos en Th, lo cual indica una fuente original de relativa baja temperatura, tipo pegmatitas y rocas graníticas. La edad de alguna de estas uraninitas por U-Pb es de 3.050 Ma.

Algunas lateritas tropicales de 2.2 Ga han sido también reportadas, implicando que el enriquecimiento de oxígeno ya era notorio en este tiempo.

Mayores núcleos arqueozoicos: Norte América y África con 24% c/u. Sur América 7%

Forma: subcircular a elíptica.

Composición litológica:
- Gneises graníticos: 50%,
- Rocas graníticas: 30%
- Migmatitas/granulitas: 10%
- CRV : 10%.

Asociación TTG: con bajas relaciones iniciales de Sr y Nd isotópicos se derivaron por fusión parcial del manto. Altas relaciones La/Yb implica que tal manto de derivación era anfibólico (eclogítico) granatífero.

Asociación de granitos y granodioritas ricas en K_2O con agotamiento a negativo Eu sugiere que se derivaron de material de corteza (asociación TTG) por procesos de fusión parcial con poco fraccionamiento.

Grado metamórfico:
- Anfibolitas: 66%
- Granulitas: 23%
- Esquistos Verdes: 11%

Estilo tectónico: domos graníticos verticales contra deprimidos sinformes de CRV, los cuales pueden registrar fallas de rumbo, transpresivas y corrimientos.

A nivel mundial, se distinguen dos tipos de terrenos:

- 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.

- Granulitas, anfibolitas y migmatitas como parte de la Antártica, Península de Kola en Siberia y nuestro Complejo metamórfico de Imataca en Venezuela y sus equivalentes en Norte de Brasil y Oeste de África.

En el Arqueozoico, a escala mundial, se distinguen **(Tomlinson y Condie, 2001)** tres grupos de CRV:

1. Asociación máfica-ultramáfica predominante (flujos tholeiíticos almohadillados, comatiitas, 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 importantes volúmenes de comatiitas. Estos CRV son reconocidos en tiempo hasta hace más de 3.500 Ma como el Grupo Onverwacht del CRV de Barbeton (Sur África) 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 oceánico (OPB), por lo cual tales rocas basálticas se derivan de fuentes no agotadas sino enriquecidas del manto superior como aquellas de los magmas de plumas de calor.

2. Asociación tipo plataformal o poco profundos, que yacen sobre basamento tonalítico y se componen de rocas plataformales como conglomerados con fragmentos de tonalitas, areniscas cuarcíferas, carbonatos y BIF, que son cubiertos por comatiitas y basaltos. Estos CRV son similares, en sus componentes lávicos, a basaltos continentales de flujo y 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 comatiíticas de estos CRV pueden representar magmas derivados de plumas de calor **(Condie, 2001)** que ascendieron hasta la corteza continental (= plataforma continental).

3. Un tercer tipo de CRV con una litología más sencilla de arco disruptado en respuesta a la compresión y calor comunicada por subyacente pluma de calor, formados por rocas basalto-andesíticas y dacíticas de arcos de islas, cubiertas por secuencias de flujos de lavas comatiíticas y basalto-comatiíticos, basalto tholeiíticos, 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 comatiitas de estos CRV, tienen relaciones de Th/Ta y La/Yb similares a aquellas de basaltos de flujo continentales de plateaux **(Figura No. 68)** con afinidades relacionadas de magmas derivados de subyacentes plumas de calor. De esta forma 35% o más de los CRV de edad 3.000 a 2.500 Ma, y posiblemente hasta un 80% de rocas basálticas y comatiíticas de más de 3.000 Ma, tienen afinidades de magmas derivados de plumas de calor.

Las comatiitas, por sus elevadísimas temperaturas (1.650ºC-1.350ºC, dependiendo de su contenido de MgO) 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 un mayor predominio e importancia de plumas de calor en el Meso y Paleoarqueozoico.

El Cratón Arqueozoico de Pilbara (CAP) de Australia Occidental se compone de cinco terrenos que evolucionaron a lo largo de 800 Ma. El núcleo del CAP es el Terreno Pilbara Este (TPE) de 3.53-3.17 Ma **(Kranendok y otros, 2008).**

El volcanismo durante el Mesoarqueozoico en el TPE, registra una larga y compleja historia de magmatismo relacionado con quizás unos tres eventos de plumas de calor desde 3.53 a 3.24 Ga con abundante magmatismo máfico-ultramáfico de basaltos y comatiitas sobre una corteza más antigua de 3.72 Ga.

Este magmatismo inicia **(Arndt, Bruzak y Reischmann, 2001)** hace por lo menos 3.510 Ma con la asociación Coonteruna y el Grupo Warrawoona. Las rocas de estas unidades eruptaron directamente sobre el fondo oceánico formando un gran plateau como consecuencia del arribo directo de plumas de calor hasta el piso oceánico.

Cada evento de plumas de calor fue acompañado por fusión costral máfica que generaron los tempranos granitoides TTG.

Mineralización asociada a estos eventos son depósitos masivos volcánicos de Cu-Zn-Pb-barita; pórfidos con depósitos de metales base; depósitos de oro orogénico en zonas de cizallas alrededor de los domos graníticos y mineralización local de pórfidos de Cu-Mo. Depósitos de Ni y Ni-Cu-PGE se localizan en comatiitas asociadas a plumas de calor.

Después de 3.2 Ga se impuso una tectónica compresional, horizontal, sobre la tectónica vertical de levantamientos y empujes magmáticos y dómico-magmáticos, produciéndose subducción hacia 3.07 Ga y acreción del Superterreno de Pilbara Oeste (SPO). Comatiitas de 3.27 Ga en el Terreno Karratha hospedan depósitos de Ni-Cu.

El espeso Grupo Whundo de 3.12 Ga o Terreno Sholl presenta características estratigráficas y geoquímicas de arcos modernos oceánicos (presencia de boninitas por ejemplo), con mineralización asociada de sulfuros masivos de Cu-Zn.

Acreción y colisión de los terrenos TPE y SPO hacia 3.07 Ga fueron seguidas por una depresión o cuenca donde se depositó el Supergrupo De Gray de 3.02-2.93 Ga, acompañada de intrusiones graníticas de la misma edad.

La mineralización acompañante en este supergrupo es BIF e intrusiones máficas-ultramáficas ricas en depósitos de V-Ti; depósitos de sulfuros masivos de Cu-Zn de 2.97 Ga; y depósitos de 2.95 Ga de Ni-Cu-PEB-Au en "sills" máficos-ultramáficos asociados a intrusiones de sanukitoides.

Los depósitos de oro orogénico se formaron hacia 2.95-2.91 Ga, emplazados a lo largo de grandes zonas de cizallas y corrimientos en el del Cratón de Pilbara **(Kranendok y otros, 2008).**

Estas secuencias fueron cubiertas sucesivamente por comatiitas y basaltos tholeiíticos 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.

La mayoría de los sedimentos de las partes inferior y media de los CRV son turbidíticos volcanogénicos. Sedimentos plataformales con/sin BIF, se localizan en CRV hacia la parte superior de los mismos, siendo más abundantes en los CRV de 2.7 Ga.

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 níquel y cobre, equivalentes metamorfizados de: **A.** Comatiitas y/o peridotitas ricas en níquel, **B.** Piroxenitas con níquel, 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 África, y en otras zonas, los CRV-granitos sódicos, por antiguos que sean descansan casi siempre sobre granulitas y anfibolitas más antiguos **(Glikson, 1976).**

En la Provincia Superior de Canadá se localizan los dos más grandes complejos de granulitas de edad Arqueozoico: el Bloque Mino de 200.000 km^2 y el Complejo Ashuanipi de 90.000 km^2. El primero asociado con magmatismo o anatexis de charnockitas en 2.725 Ma y el segundo derivado de paragneises con magmatismo costral de 2.690 Ma. Magmatismo charnockítico representa una fase intermedia o de unión entre granulitas metamórficas y plutonismo granítico **(Percival, 1994).**

Las granulitas del Arqueozoico son rocas metamórficas de alto grado metamórfico de alta temperatura y baja a moderada presión, lo cual concuerda con la ausencia en general de rocas metamórficas de alta presión, tales como eclogitas y esquistos azules. Muchas de estas granulitas están relacionadas a anortositas, que son intrusivas en ellas.

Probablemente los procesos más importantes que condujeron a la formación de granulitas, con presiones de alrededor de 8 Kb, en el Arqueozoico fueron de una tectónica convergente, de colisiones continentales tipo Himalayas, con montañas de hasta 10 km de alto soportada por una fuerte litósfera. Sin embargo, rocas granulíticas también pueden formarse en ambientes extensionales continentales de delgada litosfera con elevados gradientes geotérmicos. Con una litosfera más espesa y manto más caliente en el Arqueozoico, con mayor volumen de magmas basálticos, ambientes de subducción menos pendientes y más calientes, promovieron un rápido crecimiento de corteza continental y producción de granulitas en muchos arcos magmáticos.

Las anortositas del Arqueozoico se derivaron por cristalización fraccionada a partir de magmas tholeiíticos ricos en Fe. Los cuerpos mayores donde se encuentran las anortositas son cuerpos estratificados máficos-ultramáficos de gabros, leuco y melanogabros y peridotitas y otras rocas ultramáficas. Cristales largos de plagioclasa cálcica, euhedrales, embebidos en una matriz máfica es una de las características distintivas de estas rocas. Geoquímicamente las anortositas muestran ligero enriquecimiento en REE, fuerte y positiva anomalía de Eu, "trend" casi plano de REE; muy altos contenidos de alúmina (23-25%) y de calcio (13-14%).

Un modelo de emplazamiento en dos fases de las anortositas, ligadas a las comatiitas fue propuesto por **Phinney (1982):** fundidos máficos derivados del manto alcanzaron y se acumularon hacia la base del contacto manto superior/corteza, donde alcanzaron equilibrio isostático, con/sin contaminación con material costral. Durante el enfriamiento de ese magma se produjo un asentamiento de los cristales más densos formando una roca estratificada.

Sin embargo, la asociación de anortositas con lavas basálticas almohadilladas implica ambientes marinos y una corteza oceánica, corteza que era muy espesa (30 y más km de espesor) haciendo el mismo efecto de la corteza continental. Tales ambientes marinos para la formación y emplazamiento de anortositas son "Ridges" oceánicos, cuencas "riftadas" detrás del arco y plateau oceánicos.

Largos períodos de enfriamiento permitieron la cristalización y flotación de plagioclasa (cristales de hasta 30 cm de diámetro), formando los magmas anortosíticos parcialmente o en vías de cristalización, similares a las anortositas de la Luna, que se emplazaron como bulbos o "sills" en la corteza continental, facilitados por zonas de fallamiento o rifts. Inyecciones repetidas de magmas calientes en la cámara magmática indujeron a un superenfriamiento y la abundante nucleación y zonación de plagioclasas.

Si aceptamos que algunas anortositas se originaron en ambientes marinos, entonces su ac-

tual localización en los continentes indica zonas de antiguas suturas o cierres de océanos contra continentes y un indicador de ambientes de formación de posibles ofiolitas del Arqueozoico.

Las anortositas de Santa Marta, Colombia, las de Grenville, USA y las del Complejo de Yumare, Venezuela, entre otras, en opinión del presente autor, son indicativos del cierre oceánico hacia 1.2 Ga y de la colisión del Cratón de Norte América contra el Cratón Amazónico y el Báltico. Es posible que gran parte de las esperadas ofiolitas fueran transformadas en granulitas y anfibolitas máficas y ultramáficas.

Así, las anortositas y granulitas máficas y ultramáficas de la mina El Pao, Escudo de Guayana, sugieren la existencia de una paleosutura, posiblemente de 3.0 a 3.4 Ga o aún más antigua, en el centro del actual Complejo de Imataca, Venezuela, lo cual reafirma su carácter de terreno o superterreno, alóctono, amalgamado pre 2.5 Ga. A partir de entonces representa un núcleo cratónico relativamente estable, al cual se adicionaron otros terrenos o provincias geológicas.

Las cuencas sedimentarias del Arqueozoico se caracterizan por una acumulación de hasta 15-20 km o más de espesor de rocas volcánicas máficas, félsicas-chert, cuyo desarrollo estuvo controlado por fallas normales líticas. Esta fallas se conectan con intrusiones de pórfidos vía "pipas" o brechas hidrotermales, vetas, alteración hidrotermal y mineralización concurrentes.

Levantamiento costral, colapso y formación de cuencas se explican por declinación y actividad relacionada de plumas de calor. Luego de esa actividad siguió otra de compresión tectónica y sedimentación de sedimentos clásticos relacionados a la tectónica de placas. Las rocas sedimentarias del Arqueozoico varían desde turbiditas distales hasta conglomerados proximales, distinguiéndose cuatro tipos de depósitos asociados a CRV:

a. Depósitos autoclásticos y piroclásticos (brechas, conglomerados, areniscas)
b. Sedimentos terrígenos epiclásticos (grauvacas, limolitas, conglomerados turbidíticos)
c. Depósitos ortoquímicos (BIF, evaporitas, barita, etc.)
d. Depósitos biogénicos (cherts carbonáceos, carbonatos estromatolíticos).

La coexistencia en algunos cratones arqueozoicos de CRV con comatiitas de altas temperaturas y baja presión (de plateau oceánicos) debidas a plumas del manto, con rocas de alta presión, como las granulitas, de colisión de placas continentales, implica rocas de ambientes muy contrastantes en contacto tectónico por colisión y corrimiento.

Los principales tipos de depósitos minerales del Arqueozoico son: **(Groves y Barley, 1994)**

- Terrenos de alto grado metamórfico: pobremente mineralizados
- Provincias plutónicas: tonalitas muy poco mineralizadas
- CRV-TTG: muy mineralizadas:
  - VMS en particular de Cu-Zn
  - Comatiitas ricas en depósitos de Ni-Cu
  - Depósitos de oro mesotermales u orogénicos
- Provincias metasedimentarias: relativamente poco mineralizadas. Depósitos de U en pegmatitas.
- Sucesiones intracratónicas o de márgenes continentales
  - Witwatersrand: gigantescos depósitos de oro y U en conglomerados de 3.0-2.8 Ga
  - BIF: inmensos depósitos de hierro tipo Hamersly de Australia Occidental, tipo Algoma de Canadá, Carajás en Brasil, Imataca en Venezuela.

En el Complejo metamórfico de Imataca, los únicos recursos minerales explotados hasta el presente son depósitos de hierro tipo Algoma (El Pao) y tipo Dos Carajás (Cerro Bolívar – San Isidro, etc.), escaso manganeso, productos de meteorización y lixiviación de rocas graníticas (bauxita y caolines), pero son desconocidos depósitos de níquel, cromo, cobre, platinoides y oro que suelen ocurrir en otros terrenos del Arqueozoico mundial, pero con menor grado metamórfico.

El total de corteza Precámbrica en el planeta Tierra se compone de nueve cratones.

Un cratón es un área grande, tectónicamente estable y que se ha mantenido así, al menos por 500 o más millones de años, de forma subcircular a ovoide compuesta de rocas de diversos tipos y edades precámbricas, que suelen formar los núcleos estables de los continentes estando rodeados de cinturones, tectonizados o no, de rocas más jóvenes. Los cratones se dividen en provincias geológicas. Los cratones son suprayacentes a litosfera mantelar fría de 100 km o más de espesor. El proceso por el cual se va formando un cratón se denomina cratonización.

En el Hadeano y Paleoarqueozoico el flujo de calor de la Tierra era varias veces (tres o cuatro) más elevado que el actual por la mayor concentración de material radiactivo y por el calor residual emitido por el interior o núcleo de la Tierra hacia el manto y la corteza.

Ello condujo a la formación rápida de una corteza oceánica en los "ridges" y zonas de altos puntos de calor, y rápido reciclamiento de corteza oceánica a través de menos pendientes zonas de subducción. Pequeños protocontinentes o cratones se fueron formando a medida que rocas de la corteza oceánica fueron fundidas y refundidas por puntos de calor y reciclamiento de zonas de subducción.

No parecen haber existido grandes continentes en el Paleoarqueozoico, y pequeños continentes o microcontinentes fueron los predominantes al menos hasta el Mesoarqueozoico.

Esos microcontinentes félsicos o cratones probablemente se formaron en zonas de alto flujo de calor, a partir de una variedad de fuentes: magmas máficos fundidos y diferenciados en magmas más félsicos, fusión parcial de rocas máficas y ultrametamorfismo de rocas félsicas sedimentarias.

Los principales cratones, a nivel mundial, son los siguientes:

ASIA

1. **Cratón Cathasiano (Eurasia Oriental)**
   - Bhandara cratón, India
   - Bundelkand cratón, India
   - Dharwar cratón, India (3.4 - 2.6 Ga)
   - China Este cratón
   - India cratón
   - North China cratón (= Sino-Korean cratón), (2.5 Ga)
   - Sarmatian cratón (3.7 - 2.8 Ga)
   - Siberian cratón, (= Angara, hoy es el Central Siberia Plateau
   - Singhbhum cratón, India
   - Tarim cratón, China
   - Volgo-Uralian cratón, Rusia (3.0 - 2.7 Ga)
   - Yakutai cratón, Siberia Oriental
   - Yangtze cratón

2. **Cratón Siberiano**
   - Escudo Aldano
   - Escudo Anabar
   - Cinturones Pericratónicos varios

EUROPA

3. **Cratón Europeo Oriental**
   - Europa Oriental cratón
   - Belomorian cratón, parte del escudo de Fenoescandinavia, entre los cratones de Karelia y Kola.
   - Escudo Báltico, parte del cratón Europa Oriental
   - Escudo Fenoescandinavo, incluidos Suecia y Finlandia (3.1 Ga)
   - Cratón Karelia, parte del Escudo Fenoescandinavo en el Sur de Finlandia y Karelia Rusia, (3.4 Ga)
   - Kola cratón, parte del Escudo Fenoescadinavo, península de Kola NW Rusia
   - Midland cratón de Inglaterra y Escocia
   - Atlántico Norte cratón
   - Sarmatiano cratón
   - Escudo Ukraniano

NORTE AMERICA-GROENLANDIA

4. **Cratón Norteamericano (Bloque arqueozoico de Groenlandia, cratón de Norteamérica, Canadá -USA)**
   - Escudo de Canadá (o Escudo de Laurentia)
   - Churchill cratón
   - Hearne cratón
   - Norte América cratón
   - Rae cratón
   - Sask cratón
   - Sclavia cratón
   - Slave cratón, Northwest Territory, Canada (4.03-3.5 Ga)
   - Superior cratón, Cánada N-NE USA (3.7-2.7 Ga)
   - Wyoming cratón

SURAMÉRICA

5. **Cratón Suramericano**
   - Cratón Amazónico
   - Cratón San Francisco
   - Cratón San Luis
   - Cratón Río de La Plata

ÁFRICA

6. **Cratón Africano**

   Sur África
   - Cratón Kalahari
   - Cratón Kaapvaal

   Noreste de África
   - Cratón Zimbabwe

   África Central
   - Cratón Kasai-Angola
   - Cratón Boma-Kihalian
   - Cratón Tanzania
   - Cratón Zambian

   África Occidental
   - Cratón Africano Occidental

INDIA

7. **Cratón Indú**
   - Cratón Dharwar
   - Cratón Singhbum
   - Cratón Bhandara

AUSTRALIA

8. **Cratón Australiano**
   - Cratón Pilbara
   - Cratón Yilgarn

ANTÁRTICA

9. **Cratón Antártico**
   - Escudo de Antártica Este
   - Norte de los Montes Príncipe Charles

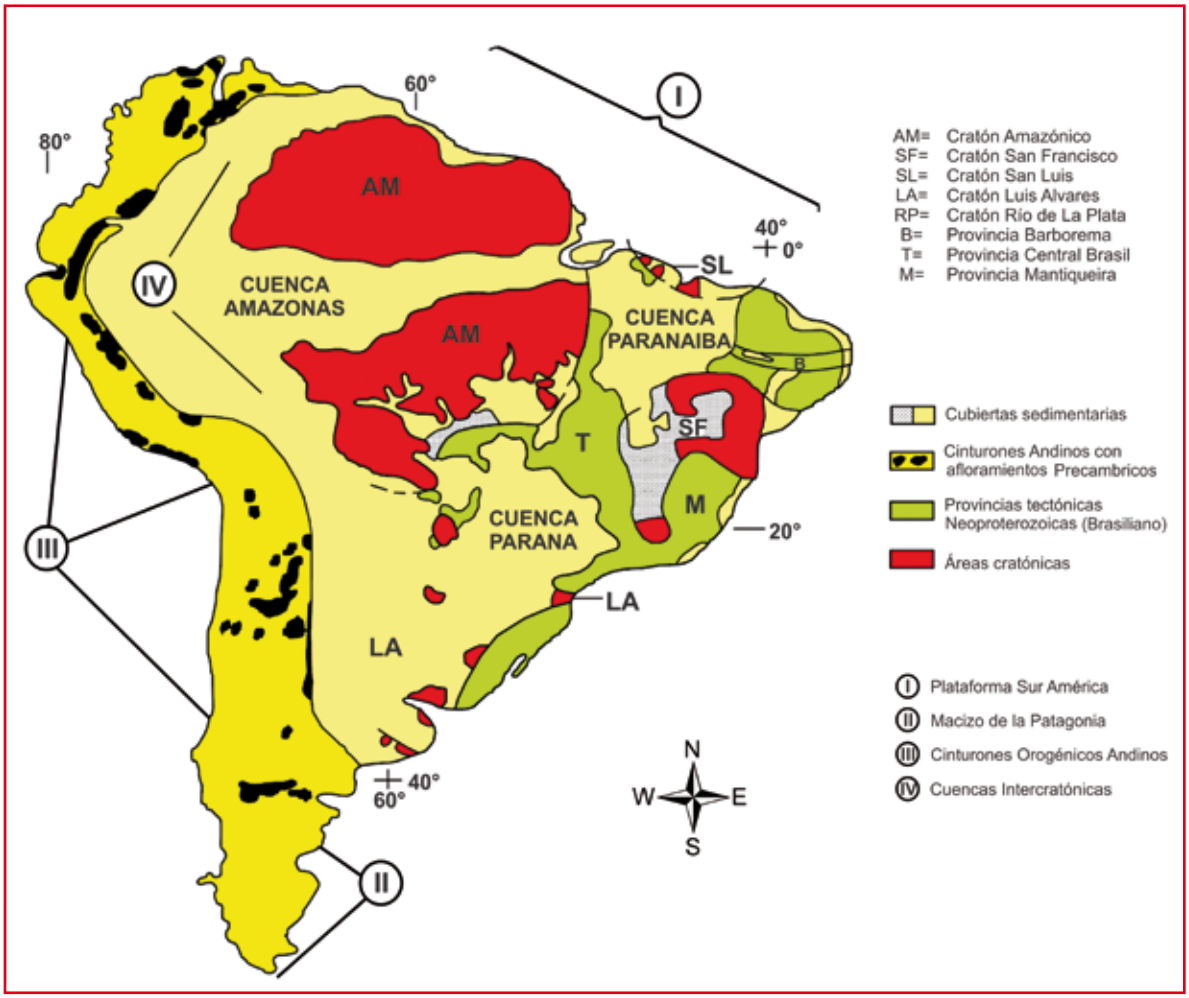


FIGURA No. 21 Provincias geocronológicas del escudo de Sur América *(Tomado de Cordani y Sato, 1999)*

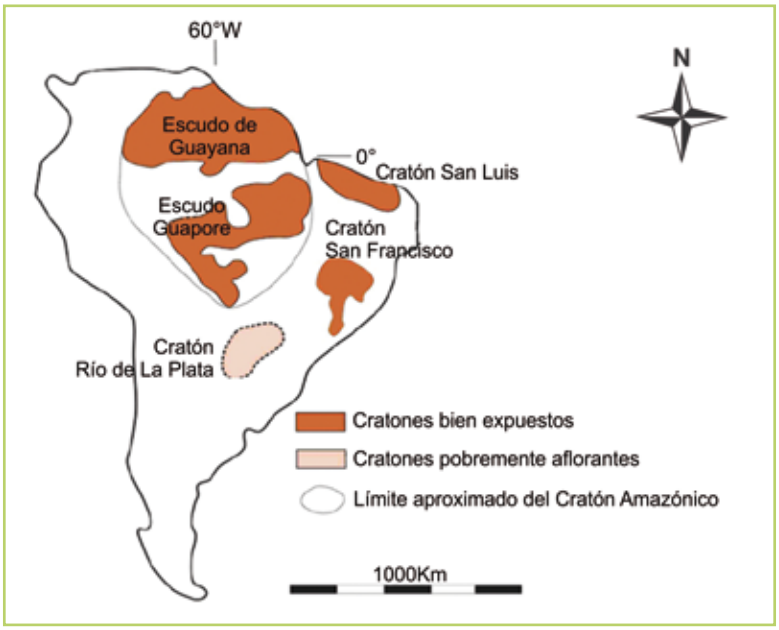


FIGURA No. 22 Dominios cratónicos del Precámbrico de Sur América, todos parecen ser parte del gran Cratón amazónico *(Tomado de Zhao y otros, 2002)*

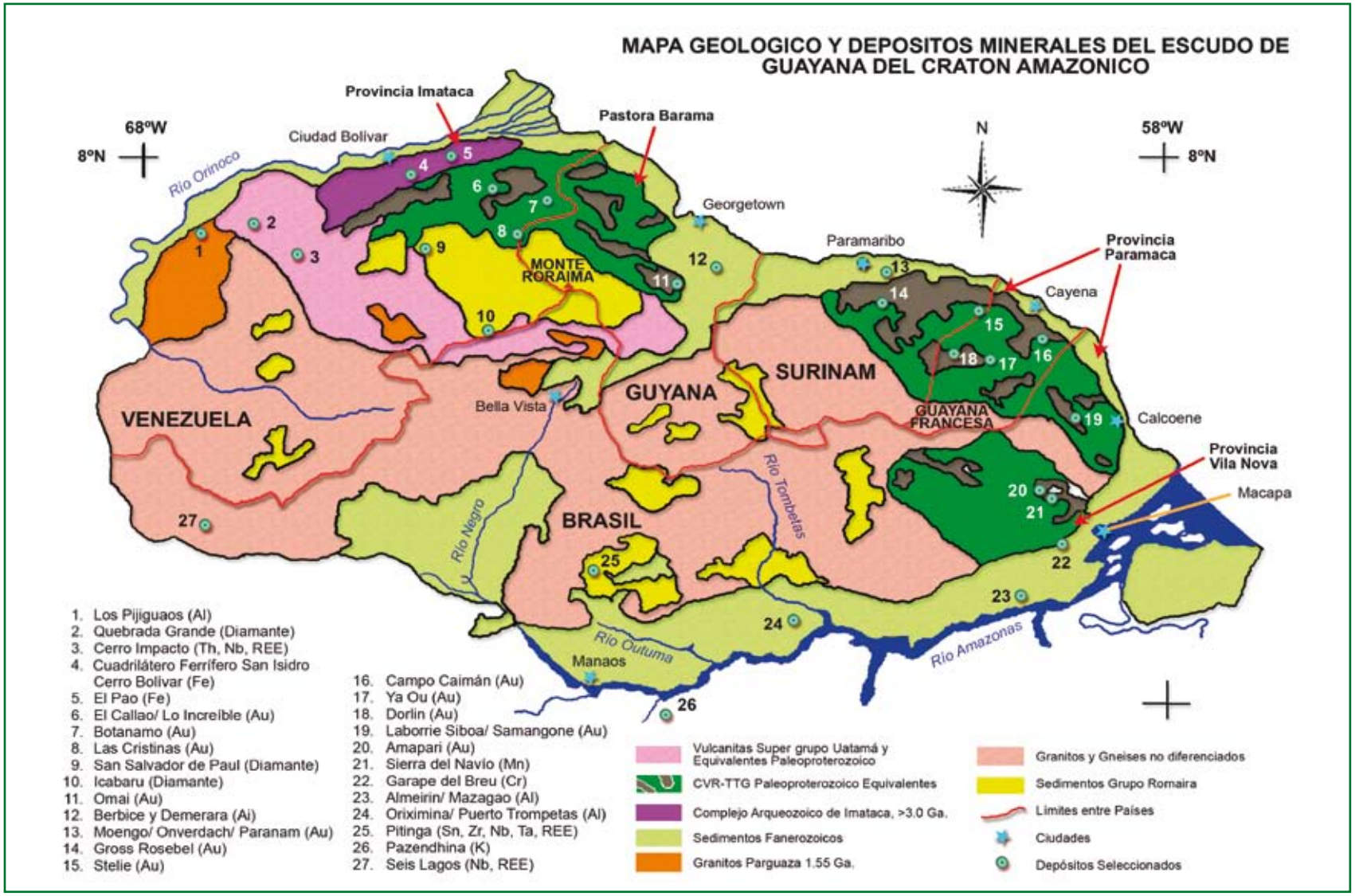


FIGURA No. 23 Mapa geológico simplificado del cratón Amazónico Norte, mostrando los principales depósitos minerales *(Tomado de Dardenne y Schobbenhaus, 2000)*

PRECÁMBRICO DE SUR AMÉRICA

GENERAL

Basados en miles de determinaciones de edades radiométricas por los métodos Rb-Sr **(Cordani y otros, 1988)** y Sm-Nd, modelo Tdm **(Cordani y Sato, 1999),** el Escudo de Sur América **(Figura No. 21 y 22),** fue dividido en varias provincias geocronológicas **(Figura No. 24)** y las mismas en dominios o terrenos tectónicos **(Figura No. 25).**

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 2.2-1.90 Ga **(Figura No. 26)** 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. Sin embargo, como referimos en páginas anteriores, material juvenil del manto a la corteza fue añadido en más de un 60 % en el Neoarqueozoico (2.7 Ga), relacionado al gran volumen generado de rocas graníticas tipo TTG.

La estructura regional más notoria del Escudo Sur Americano (ESA) es la Megasutura Transbrasiliana, de dirección N 50ºE, 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, 1996; Figura No. 13).**

El ESA ocupa unos 9.3 millones de km^2 a través de Venezuela, Guyana, Suriname, Guayana Francesa, Colombia, Bolivia, Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina, y una parte importante de él está representada por el Cratón Amazónico (CA), que con sus 4.3 millones de km^2 es el cratón individual de mayor área mundial **(Figura No. 21).**

El CA se divide en dos escudos: el Escudo Guayanés al Norte y el Escudo Guaporé al Sur de la Cuenca Paleozoica Sedimentaria del Río Amazonas **(Figura No. 21),** y están circundados por cinturones del Neoproterozoico (Tucavaca en Bolivia, Araguia-Cuiaba en Brasil Central y Tocantins 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 (1999),** basados en miles de edades Rb-Sr, U-Pb y Sm-Nd, el CA se divide en las siguientes 6 provincias geocronológicas:

1. Provincia Amazónica Central (CAP) de > 2.3 Ga.
2. Provincia Maraoni-Itacaiunas (MIP) de 2.2-1.95 Ga. Incluye la Provincia Pastora en Venezuela
3. Provincia Ventuari-Tapajós (VTP) de 1.95-1.80 Ga. Cubre parte de la Provincia Cuchivero.
4. Provincia Río Negro-Juruena (RNJP) de 1.80-1.55 Ga. Incorpora el Dominio Casiquiare del Estado Amazonas.
5. Provincia Rondonia-San Ignacio (RSIP) de 1.60-1.30 Ga. Coincidente en parte con edades del Granito Rapakivi de El Parguaza.
6. 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 Amazónico, ocurrieron a 3.1-2.8 Ga y 2.8-2.7 Ga en terrenos arqueozoicos centrales, 2.2-1.9 Ga en Maraoni-Itacaiunas, 2.0-1.8 Ga en Cuchivero-Ventuari- Parima-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.

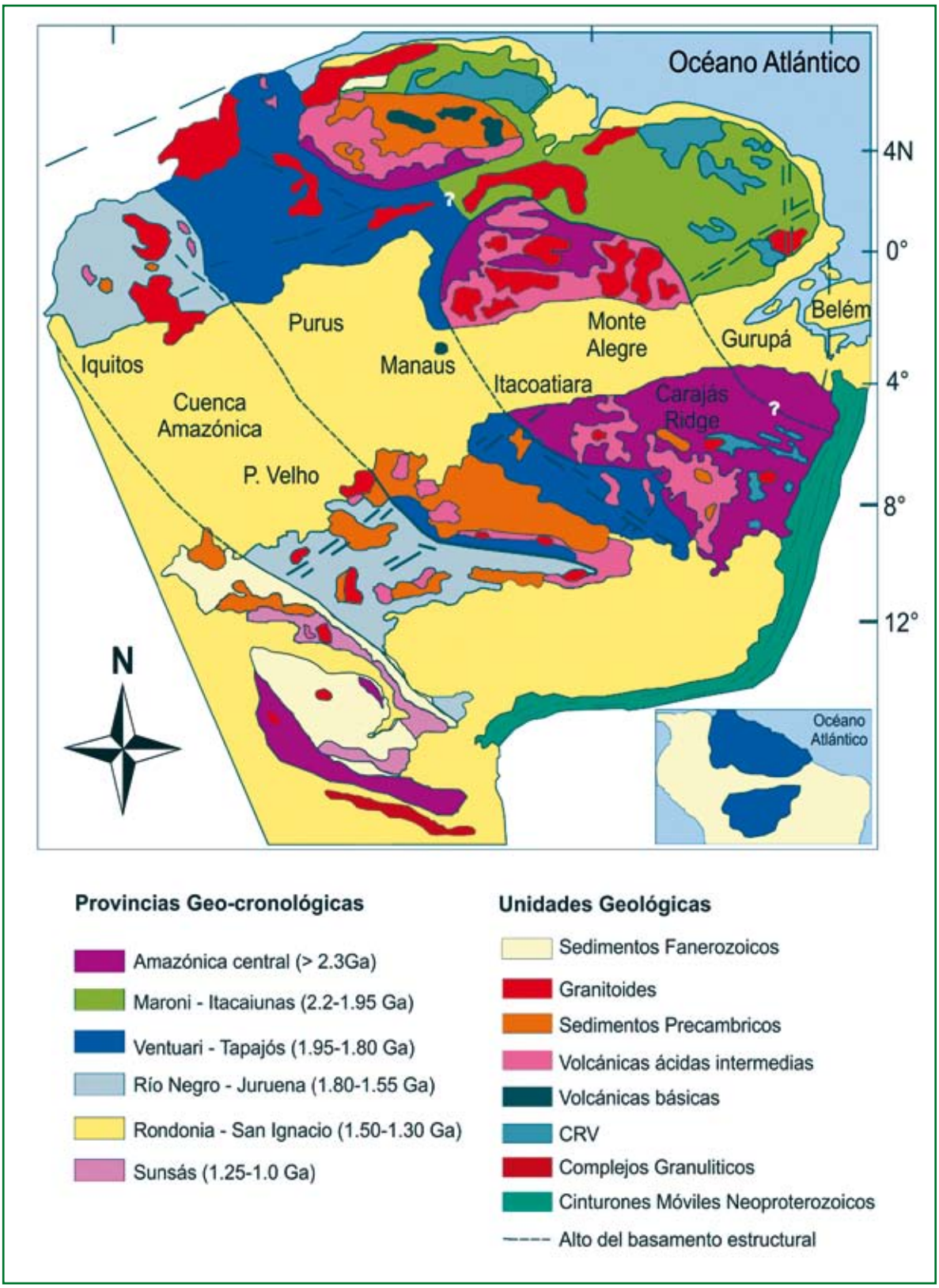


FIGURA No. 24 Provincias geocronológicas del cratón Amazónico *(Tomado de Tassinari y Macambira, 1999)*

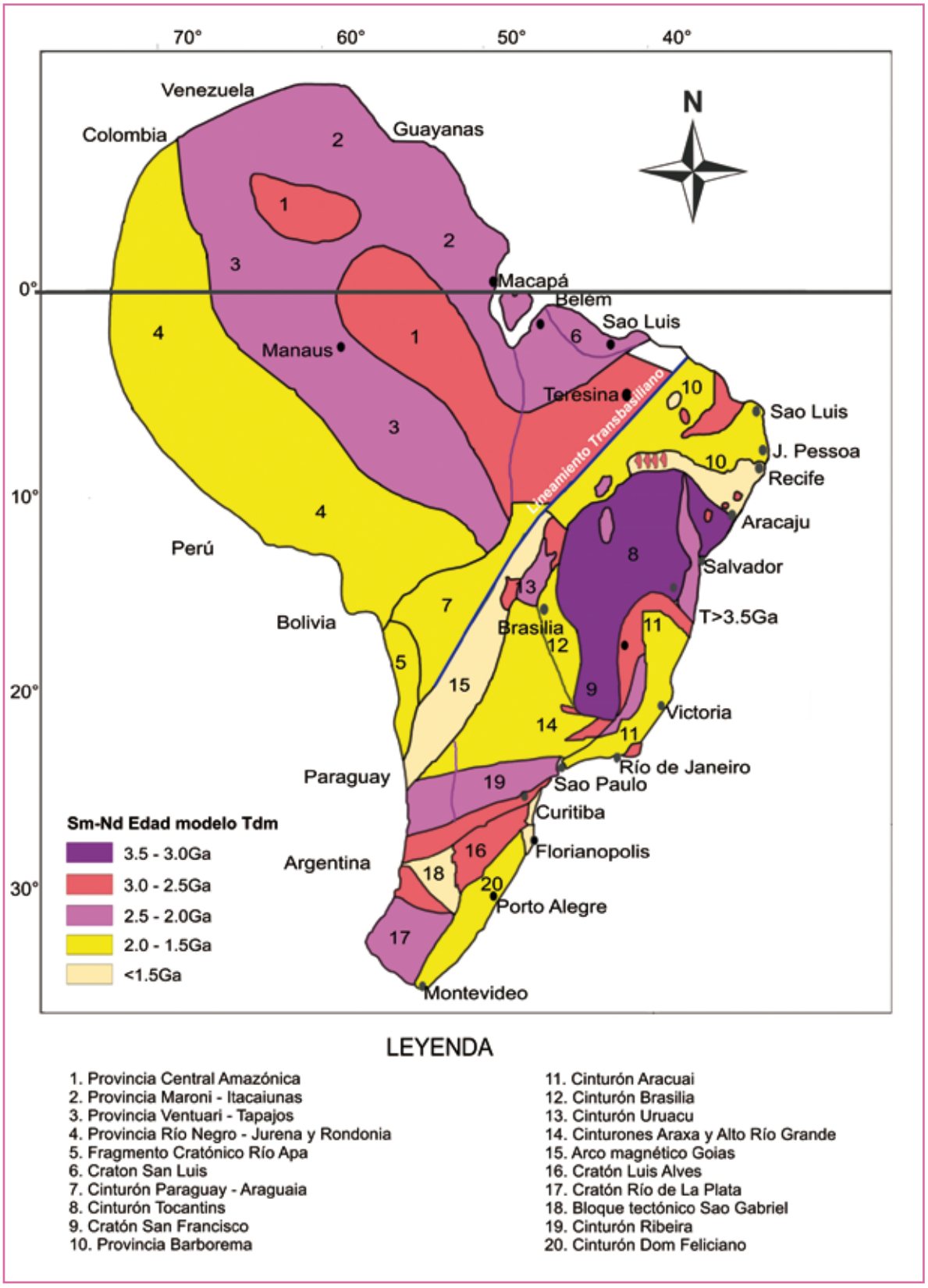


FIGURA No. 25 Dominios tectónicos del escudo de Sur América. *(Tomado de Cordani y Sato, 1999)*

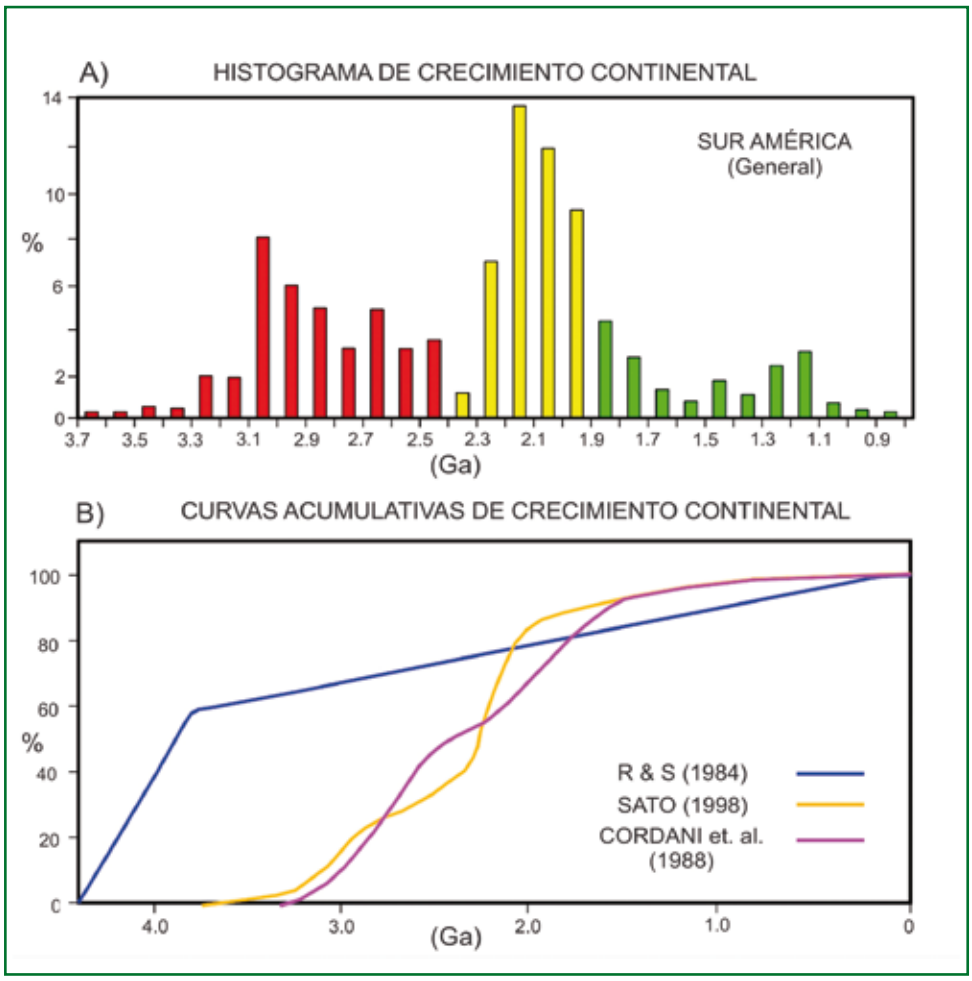


FIGURA No. 26 ***A.*** Histograma de crecimiento de la corteza continental ***B.*** Curvas acumulativas de crecimiento de la corteza continental de Sur América. *(Tomado de Cordani y Sato, 1999)*

EPISODIOS DE FORMACIÓN DE CORTEZA	ACRECIÓN JUVENIL DE CORTEZA	TECTONISMO CONVERGENTE	SEDIMENTACIÓN 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 - 1.12 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 CAP - VTP
1.95 - 1.8 Ga VTP	1.95 - 1.8 Ga VTP	1.85 - 1.8 Ga CAP	1.91 - 1.6 Ga CAP - VTP
1.51 - 1.3 Ga MIP	2.1 - 9.5 Ga MIP		1.95 - 1.8 Ga CAP
2.25 - 2.1 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		**MIP** - Provincia - Itacaiúnas	
VTP - Provincia Venturi Tapajós		**RNJP** - Provincia Río Negro - Juruena	
RSIP - Provincia Rondonian - San Ignacio		**SP** - Sunsas Provincia	

TABLA No. 1 Resumen de eventos geológicos en el cratón amazónico *(Tomado de Tassinari y Macambira, 2000)*

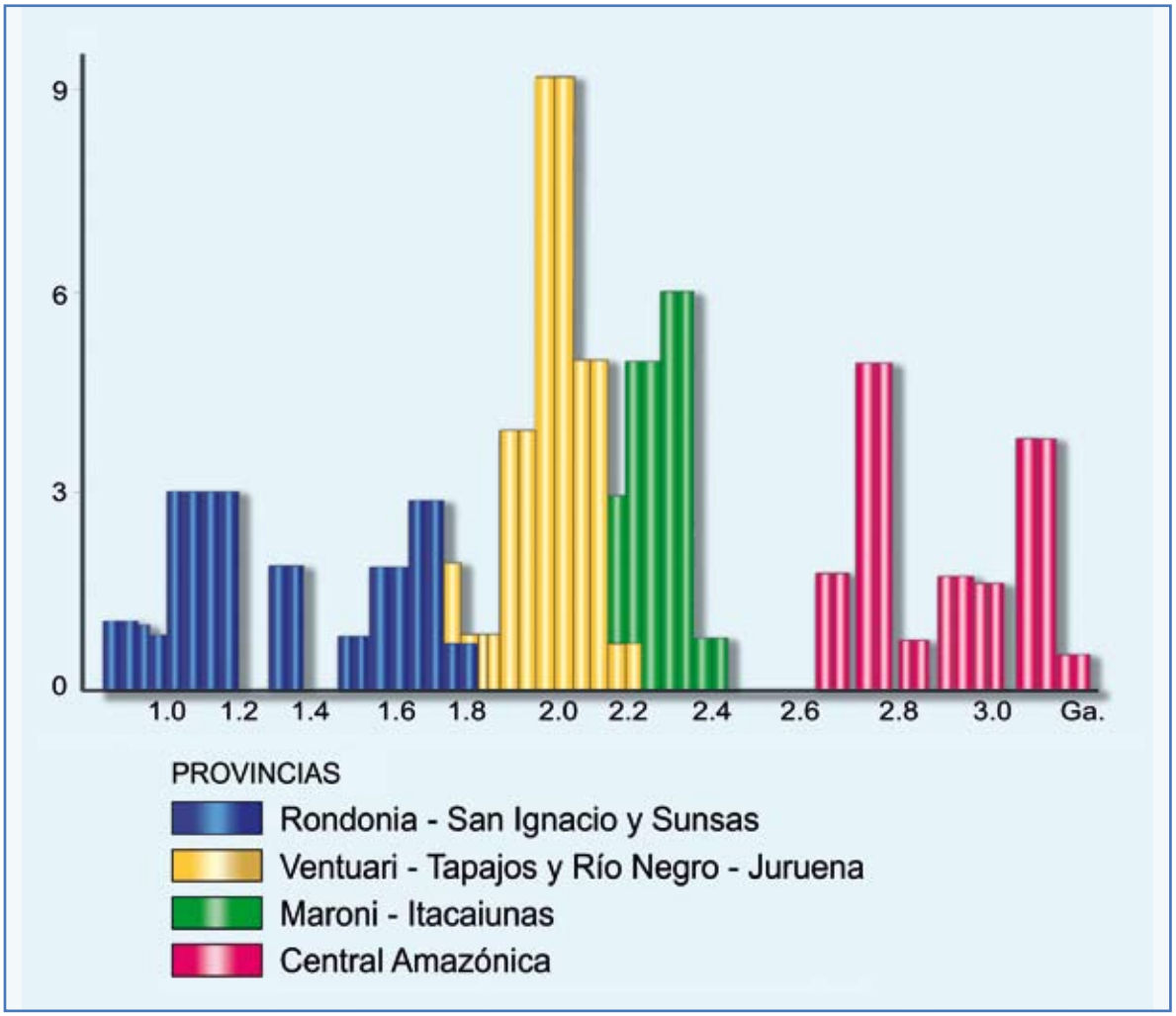


FIGURA No. 27 Historiograma de edades Sm-Nd modelo Manto Agotado de rocas granitoides del cratón Amazónico *(Tomado de Tassinari y Macambira, 2000)*

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 No. 1 presenta el sumario de los principales eventos registrados en el Cratón Amazónico, y la **Figura No. 27** muestra el histograma de edades Sm-Nd en rocas graníticas del Cratón Amazónico.

La región Andina **(Figura No. 22),** que rodea al Oeste el Escudo de Sur América, ha estado estable por los últimos 500 millones de años, y granitos calco-alcalinos derivados de arcos magmáticos han sido adicionados como corteza juvenil durante 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.

La Pangea se formó por la adición de Laurentia, Gondwana, Siberia y otros pequeños bloques durante la orogénesis Herciniana-Varistica.

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, Índico y Antártico.

Pre-Pangea, en el temprano Paleozoico, registró acreción continental con arcos magmáticos del ciclo Famitiniano del Norte de Argentina

(Cordani y otros, 2000). Gondwana, que se formó de Sur América, África, 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 Transbrasiliana, como son los de San Francisco, San Luis, Río de La Plata y al cratón Congo-Kalahari de África Occidental.

El Supercontinente anterior, Rodinia **(Figura No. 14)** se terminó de formar hacia 1.0 Ga, sufriendo disrupción o rifting a partir de 0.85 Ga, aunque el fracturamiento principal ocurrió hacia 0.75 Ga (la misma edad de las kimberlitas eclogíticas de Guaniamo).

El Supercontinente Rodinia pudo haber comenzado a agregarse, incluso entre 1.4 Ga-1.35 Ga (Rondonia en Brasil, Kibarán en África, etc.) durante la orogénesis Grenville.

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.

En ese mismo período también ocurrieron tanto intrusiones graníticas de arcos magmáticos (añadiendo material juvenil, derivado del manto y corteza oceánica), como de intrusiones graníticas anorogénicas, granitos rapakivis, sienitas, etc., relacionadas o no a la disrupción del Supercontinente Atlántica **(Figura No. 13),** que se había formado hacia 2.0-1.95 Ga e incluso hasta 1.8 Ga durante la orogénesis Transamazónica.

Los CRV transamazónicos, alóctonos, colisionados, de edad 2.3-1.9 Ga son la mejor evidencia de ese gran evento responsable de un gran crecimiento de corteza juvenil (25%): la Orogenésis Transamazónica, que ocurrió a nivel mundial y se conoce como Eburnean en África, Trans-Hudsonian, Penokean, Wopmay y Ketilidian en Norte América, Nagssugthoqidian de Groenlandia, Capricom del Oeste de Australia, Suecoescandinavo y Kareliano del Báltico, Transantártico de la Antártida y Transnorteño de China **(Zhao, 2000).**

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 el Complejo metamórfico de Imataca, con gneises anfibolíticos y granulitas, son consideradas por **Cordani y otros (2000), Tassinari y otros (2000)** como alóctonos, bien sea en terrenos arqueozoicos o bien sea en áreas proterozoicas. Esta aloctonía de Imataca la discutiremos más adelante.

La evolución tectonomagmática en el Paleoproterozoico de esta porción Norte o Escudo de Guayana, fue muy similar o equivalente a la registrada en África Occidental que evolucionó de su núcleo de edad arqueozoico, Kanema-Man (3.5-2.8 Ga) según **Delor y otros (1999)** hacia fuera (Supercontinente Atlántica), mientras que los terrenos del Mesoproterozoico-Neoproterozoico son correlacionables con aquellos de Báltica-Laurencia (Supercontinente Rodinia).

En el ciclo 2.7-2.5 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 denominado localmente en Venezuela, Guayanensis **(Mendoza, 2000),** hacia fines del Neoarqueozoico, entre 2.6 Ga - 2.5 Ga. Este supercontinente se conoce internacionalmente como Kenorlandia, y ese mismo supercontinente sufrió disrupción entre 2.4 Ga - 2.3 Ga con la formación de nuevos océanos entreplacas, dando lugar a numerosas provincias volcánicas bimodales: CRV sobre basamento siálico tipo Complejo granítico TTG de Supamo.

Entre 2.2 Ga 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 aglutinamiento de un gran supercontinente (Atlántica) hacia 1.95 Ga, aunque pudo extenderse hasta 1.8 Ga (Atlántica/ Columbia-Caura). 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 dio lugar a la formación de granitos ricos en potasio o granitos sensu stricto.

"Rifting" o disrupción continental entre 1.6 Ga – 1.5 Ga, del Supercontinente Columbia, 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 de Parguaza, seguidos de otras intrusiones alcalinas anorogénicas desde 1.55 Ga hasta quizás 1.45 Ga. A 1.2 Ga también se registra algo de generación de corteza juvenil. Hacia 1.1-1.0 Ga se produce la colisión, cierre de océanos y aglutinamiento de bloques formados, originándose otro nuevo supercontinente, denominado Rodinia.

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.

PROVINCIAS GEOLÓGICAS DEL ESCUDO DE GUAYANA

UNIDADES LITODÉMICAS Y TERRENOS

Unidades litodémicas

En este trabajo trataremos de seguir, en lo posible, las normas de clasificación y nomenclatura del North American Stratigraphic Code, en particular lo relativo a las unidades litoestratigráficas y litodémicas que se rigen por los siguientes artículos:

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS		UNIDADES LITODEMICAS	
Conceptos	Artículos	Conceptos	Artículos
Formación	24	Litodemo	33 y 40
Miembro	25		
Capa	26		
Grupo	28	Asociación	35 y 41
Supergrupo	29	Superasociación	36 y 42
		Complejo	37

Se define como una unidad litodémica un cuerpo, generalmente no tabular, predominantemente intrusivo, altamente deformado y/o roca altamente metamorfizada, que se distingue y delimita con base en sus características litológicas (Art. 31 NACSN).

El litodemo es la unidad fundamental de la clasificación de unidades litodémicas y es un cuerpo intrusivo, con deformación pervasiva, y/o roca altamente metamorfizada, generalmente no tabular y carente de estructuras primarias y caracterizada por su homogeneidad lítica.

Un litodemo, que es comparable en rango a formación de las unidades litoestratigráficas, consiste en:

- Contenido:
  - Un solo tipo de roca, o
  - Una mezcla de dos o más tipos de rocas, o
  - Una composición muy heterogénea o compleja

- Características líticas:
  - Composición mineralógica específica
  - Textura y fábrica, características
  - Fácilmente identificable y cartografiable en campo

La nomenclatura de un litodemo (Art. 40 NACSN) se rige utilizando un nombre geográfico al comienzo (en Inglés, pero en Español al final), donde afloran típica y representativamente las referidas rocas, combinado o seguido del término descriptivo apropiado. El litodemo se inicia siempre con letras mayúsculas.

Cuerpos de rocas que no siguen la Ley de Superposición, es decir las unidades litodémicas, son referidas por términos geocronológicos (temprano, medio y tardío) más bien que cronoestratigráficos (inferior, medio y superior), ya que las unidades litodémicas dependen de edades radimétricas.

También se aplican los términos convencionales de intrusivo, altamente metamorfizado, muy deformado o tectonizado, etc.

A rocas volcánicas o volcanoclásticas tabulares se les aplica, en general, la Ley de Superposición, siempre que estén poco o nada metamorfizadas y sus estructuras primarias sean claramente reconocibles y pueden ser tratadas como rocas sedimentarias o unidades litoestratigráficas (Supergrupo, Grupo, Formación).

Unidades convencionales litoestratigráficas son definidas en el Precámbrico del mismo modo como en el Fanerozoico. Debe quedar claro que las unidades litodémicas son unidades puramente litológicas, que no están estratificadas. Ejemplos: Granito de El Parguaza, Gabro del Cácaro, Metalava anfibolitizada de Carichapo, etc.

Cuando se trata de asociación (similar al término grupo de unidades litoestratigráficas) (Art. 41 NACSN), se coloca el nombre geográfico, seguido de un adjetivo que denote el carácter principal o fundamental de la "suite" y la palabra asociación.

En el orden adecuado, en el idioma español, sería, por ejemplo: Asociación metamórfica Ávila, Asociación ígnea Cuchivero, Asociación granítica Suapure, etc.

Para la nomenclatura de superasociación (similar al supergrupo de unidades litoestratigráficas) (Art. 42) se escribe el nombre geográfico, seguido de un adjetivo que refiera el carácter principal del conjunto de rocas y, finalmente, la palabra superasociación. Siguiendo el orden gramatical del idioma español, sería por ejemplo Superasociación ígnea Cedeño.

En el caso de complejo, equivalente de asociación o de superasociación, según el caso, con un marcado grado de heterogeneidad, se nombran similarmente al de asociación, pero utilizando la palabra: Complejo.

Como ejemplo de lo referido anteriormente, tenemos los siguientes: Complejo granítico Supamo, Complejo ígneo-metamórfico El Mango, Complejo máfico-ultramáfico Mochila, Complejo metamórfico Imataca, etc. Nótese que cada palabra nomenclatural de litodemo, asociación, superasociación y complejo, se inician siempre con mayúsculas.

La gran cantidad de plutones graníticos del SE de Australia son agrupados en asociaciones **(White, 2005)** con base en características geológicas comunes, fácilmente cartografiables en campo y soportados en datos petrográficos, geoquímicos y deseables de edades radimétricas similares.

Allí el concepto de "suite" o asociación se ha utilizado por más de 50 años, del mismo modo, como lo definió originalmente el AGI "asociación de rocas aparentemente co-magmáticas". Este criterio también fue utilizado por **McCandless (1965) y Ríos (1967)** en la Guayana Venezolana.

Rocas de una misma asociación deben ser co-genéticas o co-magmáticas, seguir el mismo "trend" geoquímico, ser de edades similares o próximas. Plutones graníticos que comparten muchas características en común, pero que muestran también algunas características distintivas, o que siguen un trend paralelo o se apartan algo del "trend" geoquímico particular, pertenecen a otra u otras asociaciones y todas ellas se reagrupan como una superasociación.

Cuando los trends geoquímicos son curvados, pero continuos, la asociación que agrupa a esas rocas se dice que es intrincada. También pueden existir trends o tendencias de pendientes opuestas pero que coinciden en un punto, en algún extremo de cada uno de ellos, tal es el caso del SE Australiano de los plutones de Baggy Plain.

El hecho de que las unidades litodémicas, puedan incluir atributos de alta deformación o tectonismo y alto metamorfismo, no hace necesario el explicar si están o no in situ, si forman parte o no de un terreno alóctono o de una napa, "melange", etc.

Terrenos

Un terreno y más apropiadamente "terreno tectonoestratigráfico", **(Howell, 1993)** es un conjunto o paquete de rocas alóctonas diferentes de otro(s) conjunto(s) de rocas, de los cuales se separa por fallas, que presentan una historia o evolución sedimentario-magmático-metamórfica tectónica diferente.

Un terreno litoestratigráfico-tectónico o unidad tectono-estratigráfica se define como una entidad geológica caracterizada por una secuencia estratigráfica coherente, cuya continuidad deposicional-tectónica puede ser establecida (basamento+cubierta). Esta secuencia o conjunto litológico distintivo que define al terreno, presenta una historia geológica diferente de la historia de terrenos vecinos o en el cratón más cercano.

Si la secuencia estratigráfica ha sido destruida por deformación intensa y/o metamorfismo, las litologías resultantes pueden definir un terreno.

Por definición, todos los terrenos están limitados por fallas. Estos límites son discontinuidades mayores corticales, que se reflejan en la estratigrafía o litología. Las fallas pueden estar bien reconocidas o ser inferidas. Estos límites pueden ser horizontales o verticales.

En general, un terreno presenta composiciones geoquímicas-isotópicas específicas y distintas de los terrenos/cratón adyacentes.

En algunos casos los límites entre terrenos pueden mal interpretarse o confundirse como fallas menores y/o zonas con cambios rápidos de facies. Si el cambio de facies no es claramente comprobado se recomienda trazar un límite entre terrenos.

El concepto de terreno fue creado como una herramienta cartográfica, para simplificar la representación en mapas de áreas muy complejas, y diferenciar paquetes de rocas con características específicas o con una relación "genética", y que lo hace ser diferente del paquete contiguo.

Terreno no es necesariamente sinónimo de Alóctono o Exótico

Un terreno es un pedazo de placa tectónica ubicado en el borde de una placa diferente y que tiene un movimiento relativamente independiente de esta. Un terreno no tiene el espesor de una placa y su tamaño es regional.

En resumen, un terreno posee una gran homogeneidad tectono-estratigráfica y una historia evolutiva geológica propia, que lo caracterizan y también lo diferencian de los terrenos y placas vecinas. Un terreno, por lo tanto, está limitado por fallas.

Los terrenos de una región dada, o escudo, son generalmente alóctonos entre sí, aunque la separación original no sea necesariamente de gran tamaño.

En este sentido, un escudo, o un aparentemente sencillo cinturón de rocas verdes o una cordillera o sistema de cordilleras, está constituido por un mosaico de múltiples terrenos, los cuales se han unido entre sí a lo largo de sus historias evolutivas. Así, por ejemplo, el cinturón de rocas verdes de edad Neoarqueozoico de Abitibi, Canadá, está formado por la amalgamación de, al menos, diez (10) terrenos.

Los principales tipos de terrenos son los siguientes:

- **Terrenos estratigráficos:** aquellos que muestran una columna estratigráfica definible.
- **Terrenos no coherentes ("disrupted"):** cuya estratigrafía ha sido destruida por cizallamiento intenso.
- **Terrenos compuestos:** formados por la unión de 2 o más terrenos, o un terreno con una geología compleja cuyos detalles no se conocen.
- **Terrenos cristalinos:** son los formados por rocas metamórficas y/o plutónicas.
- **Terrenos cratónicos o bloques:** Aquellas masas cratónicas de tamaño considerable que se han desprendido de cratones mayores, ejemplo India.
- **Terrenos sospechosos ("suspect"):** son los terrenos cuya paleogeografía se desconoce o no es clara.
- **Terrenos alóctonos:** cuya paleogeografía es claramente diferente de los terrenos adyacentes o del cratón. Esta puede ser probada por paleomagnetismo, paleontología, etc.
- **Terrenos autóctonos:** aquellos que se desarrollaron cerca de la posición que actualmente tienen.
- **Terrenos exóticos:** son los terrenos alóctonos que provienen de distancias muy grandes y que no coinciden paleogeográfica o biológicamente con ninguno de los terrenos o cratones cercanos.

Terminología de los procesos

- **Acreción:** Crecimiento continental.
- **Tectónica:** Colisión de una entidad geológica al continente.
- **Por subducción:** Adición de material por procesos de subducción.
- **Constructiva:** Adición de material por magmatismo.
- **De traslación-dispersión:** Crece el continente por adición de material por desplazamiento lateral.
- **Amalgamación:** Unión de dos terrenos antes de acrecionarse al continente.
- **Dispersión:** Cuando un terreno es desplazado del continente donde ya había sido acrecionado.
- **Consolidación post-acreción:** cuando este fragmento que se dispersó se anexa al continente.

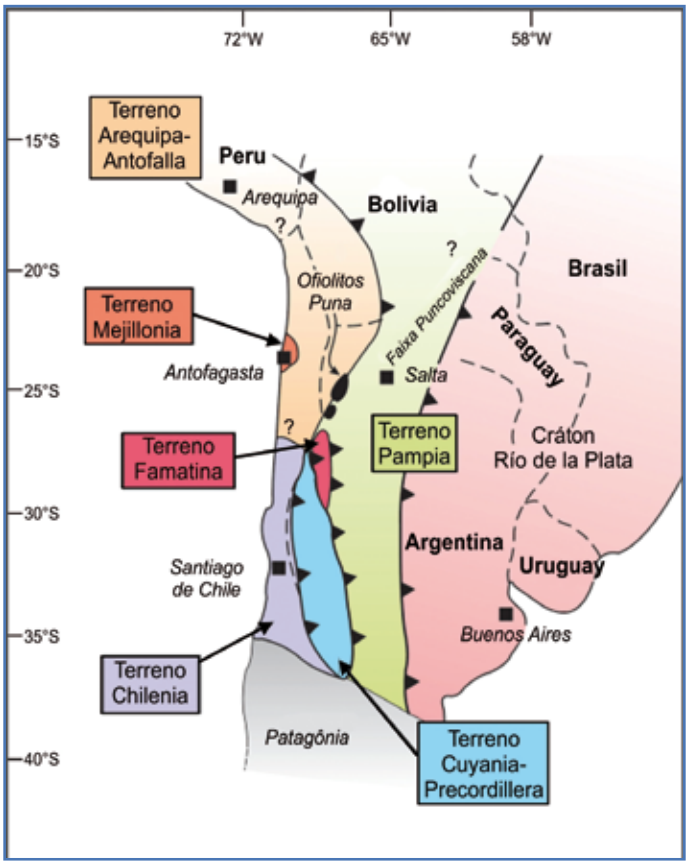


FIGURA No. 28 Principales terrenos de Sur América y W. África suturados durante las orogenias del Fanerozoico, mostrando las posibles suturas del margen Pacífico de Gondwana *(Tomado de Bahlburg y Hervé, 1997)*

En otras palabras, una acreción es la unión de un terreno y una placa continental y en ese caso el terreno es acrecionado o añadido al continente. Una amalgamación es la unión entre dos o más terrenos que forman un nuevo terreno compuesto o superterreno o megaterreno. Una dispersión o disrupción es la ruptura de un terreno o de varios terrenos acrecionados o amalgamados, o de una parte continental por medio de fallas de rumbo o de rift. Los límites entre terrenos están siempre representados por fallas regionales.

Una sutura es una zona de unión de dos grandes terrenos o placas, que se caracteriza o identifica por la presencia de esquistos azules, o cinturones metamórficos de AP-BT, o de ofiolitas, o de una zona de "melange" o de una zona intensamente tectonizada relacionada con cabalgamientos o napas, y que marca el contacto original de acreción o de amalgamación.

Por ser esas zonas de suturas zonas de debilidad, también sirven para el emplazamiento de rocas ígneas, tal es, posiblemente, el caso del emplazamiento de los Complejos estratificados, anorogénicos, posteriores a la suturación, de Sudbury en Canadá y del gigantesco Bushveld de Sur África.

También los granitos anorogénicos, como el granito rapakivi del Parguaza se pudieron emplazar en la sutura o contacto de dos grandes bloques o provincias, como el contacto Río Negro- Cuchivero/Tapajós-Parima.

Las anortorsitas, el enjambre de diques tholeiíticos, y los ya referidos granitos rapakivis y cuerpos alcalinos (kimberlitas, carbonatitas), todos anorogénicos, también están asociados a altos flujos de calor y plumas de calor que son las que originan la doblez, adelgazamiento y disrupción de la litosfera y en ella la corteza continental y, por lo tanto, estas zonas de paleosuturas o grandes debilidades son las más favorables para el "riftamiento" o disrupción de los supercontinentes y el emplazamiento de los referidos tipos de rocas ígneas.

Un terreno pierde su carácter específico, alóctono, después de su acreción, como, por ejemplo, el Complejo de Imataca-Amapá-Dos Carajás al pasar a formar parte del Supercontinente Kenorlandia o Guayanesis, a partir de los 2.6.-2.5 Ga, y los fenómenos geológicos posteriores a tal acreción se registran en el superterreno, que comprende la nueva historia o fenómenos geológicos que actúan en el bloque nuevamente así formado. O sea, el Complejo de Imataca puede considerarse como un superterreno o post-terreno.

Una napa o "thrust sheet", es una porción de terreno que no está in situ y, en consecuencia, descansa sobre un subestrato que no fue su basamento original. Este término denota o describe grandes desplazamientos de cuerpos relativamente delgados, sin raíz, de rocas, con considerables distancias (varias decenas o más de decenas de kms) sobre una superficie próxima a la horizontal o peneplanada.

"Nappes" es una palabra de origen francés que significa algo así como "mantel" para dar idea de que es un cuerpo de rocas de gran extensión y relativo poco espesor.

La base de la napa, y de los corrimientos, es generalmente un lugar de intensa deformación y fallamiento tectónico, que contrasta con la mucho menor deformación del cuerpo subyacente autóctono o, a lo sumo para-autóctono, y en el cuerpo interno mismo de la napa.

El contacto de la Formación Caballape con rocas de El Callao, es más bien una napa verticalizada hacia la superficie actual y no sólo una discordancia, tal como puede observarse en la zona fallada Nacupay, frente a la entrada del pueblo El Callao y al puente sobre el Río Yuruari.

El nivel donde el desplazamiento se concentra, tangencialmente al horizonte estratigráfico marcador, se reconoce como el horizonte de despegue ("decollement horizont") el cual limita o separa la unidad sobrefallada en su base.

El "collage" es lo contrario del "decollage" y se refiere a la amalgamación de bloques acrecionados en un solo terreno, continente o supercontinente.

La trayectoria de las fallas inversas de bajo ángulo, vista en sección vertical, generalmente se relaciona a una superficie o secuencia subhorizontal a plana ("flats") en rocas incompetentes y superficies pendientes a casi verticales o rampas, las cuales sobremontan o cabalgan las capas mecánicamente más competentes. **(Merle, 1998)** Sobrecorrimiento es una falla que superpone una unidad de rocas más antiguas sobre otra unidad de rocas más jóvenes.

El término "melange" es descriptivo y se usa para describir un conjunto de rocas en posición caótica, generalmente con una fábrica orientada al azar en múltiples direcciones, en una matriz de grano más fino o rocas arcillolíticas o lodolíticas, acompañadas o no de serpentinitas.

Tal mezcla puede deberse a tectonismo hacia el inicio de la zona de descenso de la placa, o a diapirismo o fallamiento intenso en el contacto de rocas competentes con rocas incompetentes de unidades estratigráficas o litodémicas distintas.

GENERALIDADES DEL ESCUDO DE GUAYANA

El Escudo de Guayana forma parte del Precámbrico del Cratón Amazónico y del Oeste de África y se continúa en las Guayanas y parte NW de Colombia **(Figura No. 23 y 28),** con unidades litoestratigráficas y litodémicas, que forman diversos terrenos, con metamorfismos y depósitos minerales correlacionables.

El Escudo de Guayana se extiende al Sur del Río Orinoco y ocupa algo más del 50% de la superficie de Venezuela **(Figura No. 29).**

El estudio más actualizado sobre el mismo fue realizado por el U.S.G.S – CVG Tecmin, cuyo trabajo general regional es parte de la base de esta síntesis **(Sidder y Mendoza, 1995),** así como de la información aportada por compañías privadas mineras, como consecuencia del auge minero que registró Guayana entre 1990-1993 y que ha continuado con menor intensidad hasta el presente, y que culminó con los proyectos mineros de Las Cristinas, Brisas del Cuyuni, El Foco, Coacia, Mina Chile, Lo Increíble, Chocó y otros importantes depósitos auríferos.

También se ha tratado de incorporar parte de los numerosos trabajos realizados en Brasil durante los últimos años, actualizados en el XXXI Congreso Internacional de Geología (Río de Janeiro Agosto 2000), en el XXXII Congreso Internacional (Florencia, Italia, 2004) en el IX Congreso Geológico Venezolano (2007) y en el XXXIII Congreso Internacional de Geología (Oslo, Noruega, 2008), y de las experiencias de campo, laboratorio e intercambio de conocimientos del autor, con otros especialistas, por más de cuarenta años.

Recientemente, **Hacley y otros (2004, 2006)** publicaron el excelente mapa de relieve sombreado geológico de Venezuela, incorporando para la Región del Escudo de Guayana gran parte de la información referida más arriba.

Sin embargo, los mapas temáticos, entre ellos los geológicos, realizados por CVG-Tecmin para CVG con la colaboración del U.S. Geological Survey, en el Proyecto Inventario de los Recursos Naturales de Guayana, desde 1986 a 1995, incluyen una información más amplia y completa que para el futuro debería incorporarse a este tipo de mapa a escala más detallada (1:250.000). Tecmin con la participación de otros organismos podrán ejecutar esta labor.

Por otra parte, no podemos olvidar que el Escudo de Guayana forma parte del Cratón Amazónico de Sur América y tiene continuidad y correlación con las unidades identificadas en otros países como Guyana, Suriname, Guayana Francesa y parte Norte y centro-Norte de Brasil y Oeste de África.

En este libro seguimos la última postulación de las provincias geológicas del Cratón Amazónico, resumidas por **Juliani y otros (2008).**

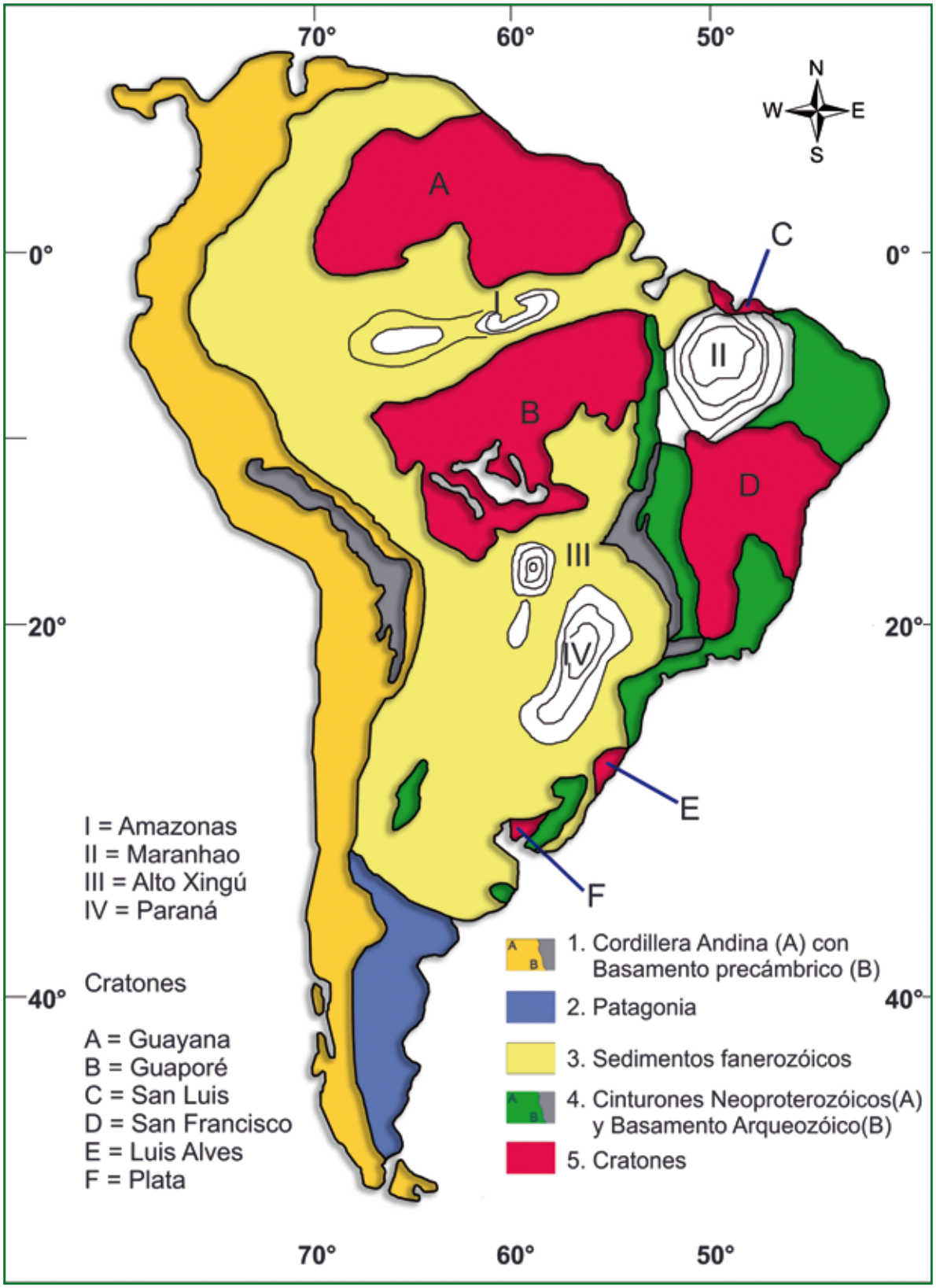


FIGURA No. 29 Mapa esquemático de Sur América que muestra cuencas con depocentros del Fanerozoico *(Tomado de Tassinari y Macambira 1999)*

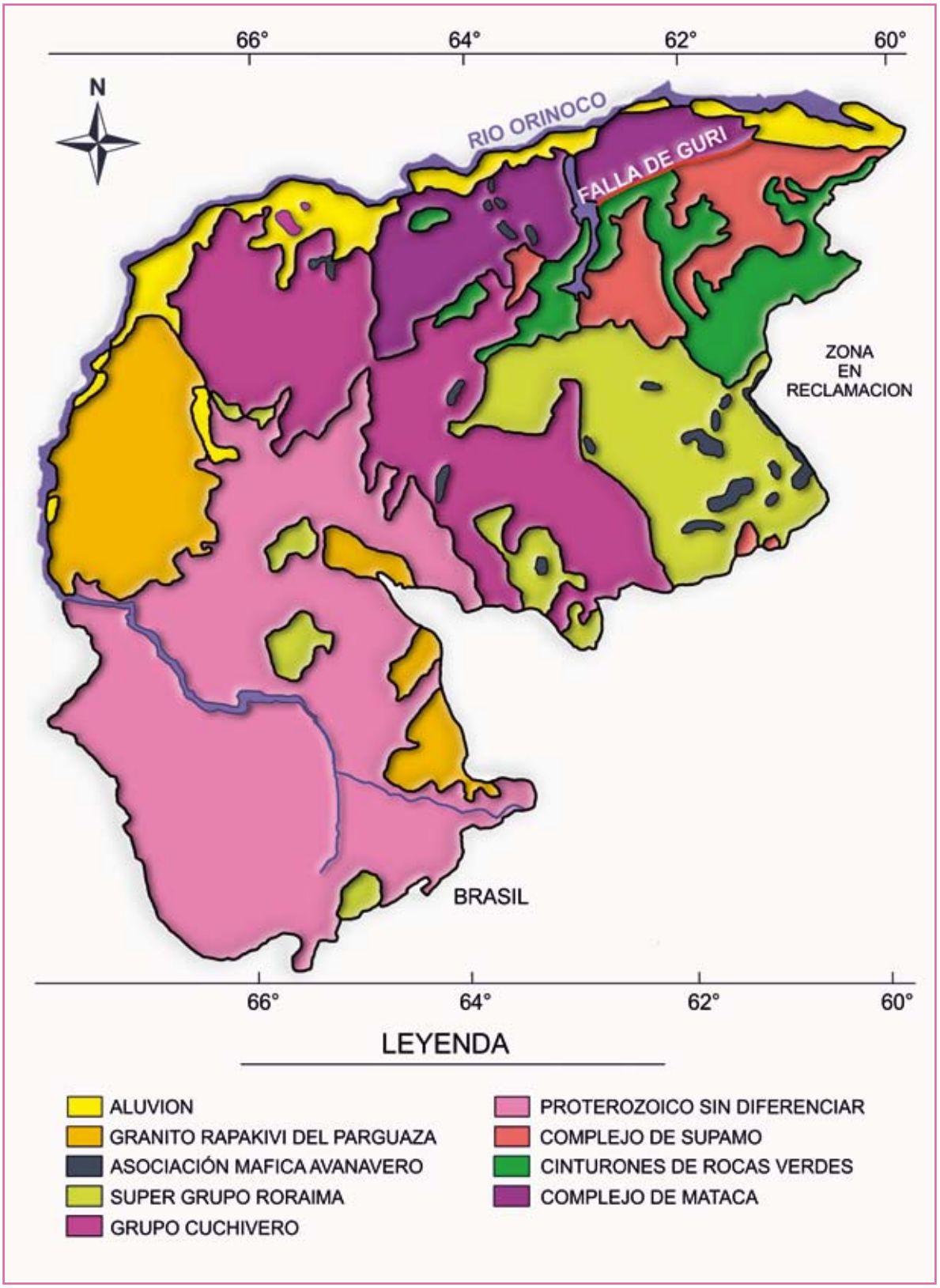


FIGURA No. 30 Mapa geológico generalizado del Escudo de Guayana *(Tomado de Sidder y Mendoza, 1995)*

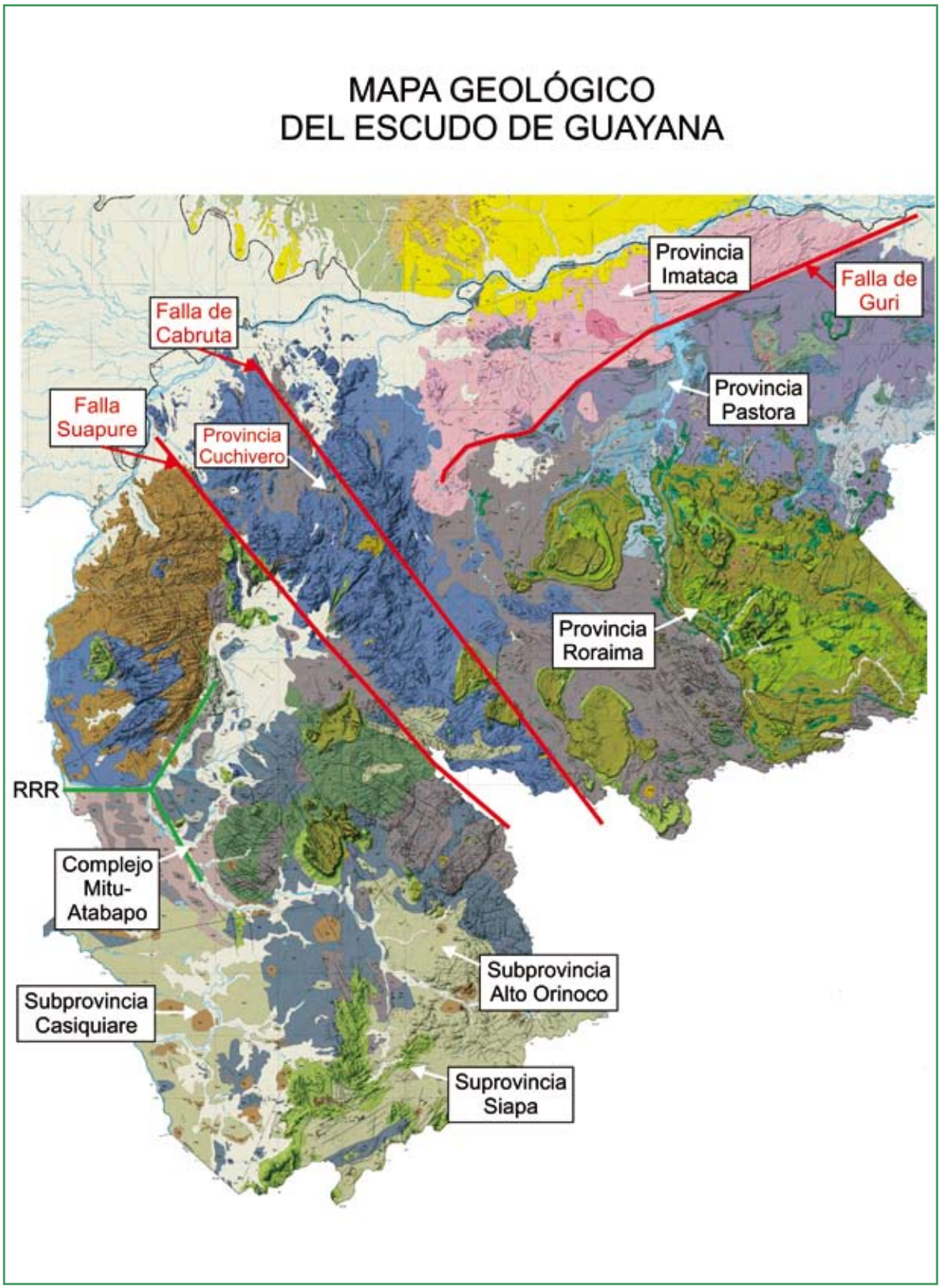
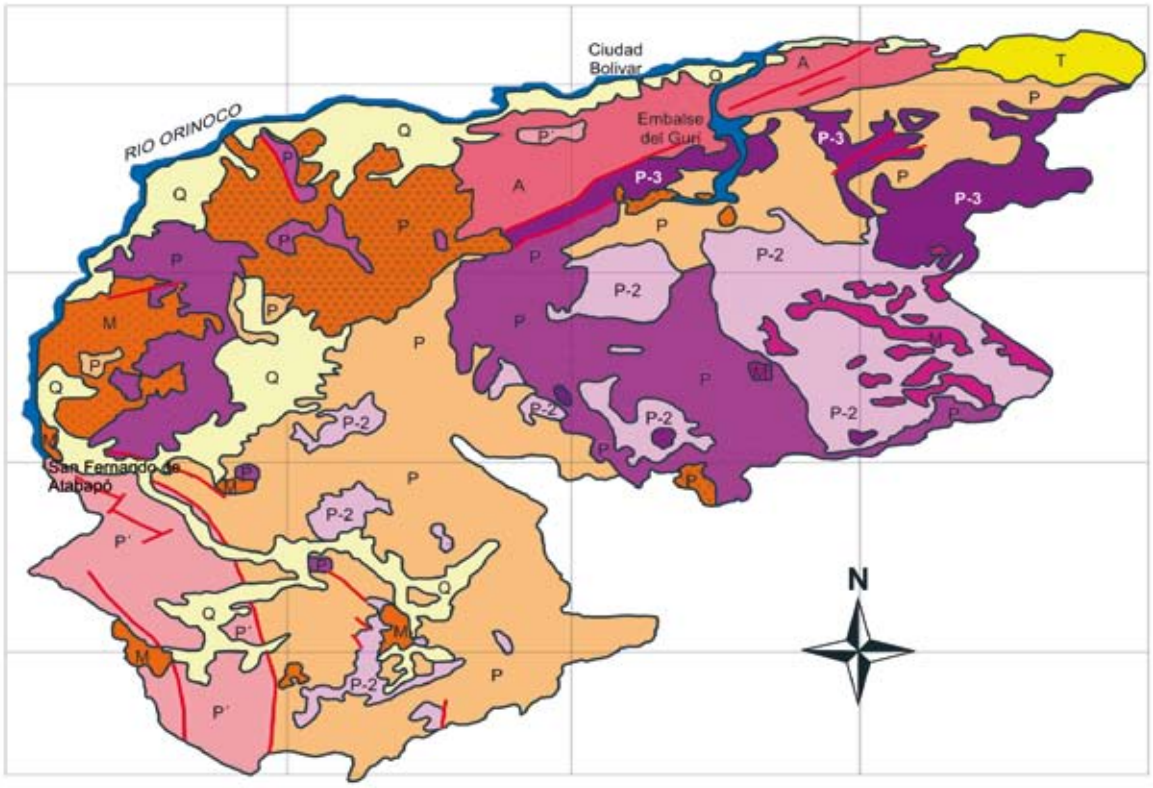


FIGURA No. 31 Mapa geológico alto relieve del Escudo de Guayana *(Tomado y modificado de Hackley y otros, 2005)*



TERRENO IMATACA	TERRENO ORINOCO	SUPRA TERRENO	EVOLUCIÓN TECTÓNICA
	Q CUATERNARIO: FORMACIÓN MESA		
	T SEDIMENTOS TERCIARIOS		
	e-M CARBONATITAS DE CERRO IMPACTO		DISRUPCIÓN DE PANGEA (0.2 - 0.18 Ga) Ultima reactivación de la falla Guri COLLAGE DE PANGEA (0.265 - 0.210 Ga)
	2eN KIMBERLITAS DE GUANIAMO (0.711 Ga)		
	M ASOCIACIÓN SUAPURE (1.97 - 1.79 Ga)		BRASILIANA (0.85 - 0.55 Ga) Disrupción Rodinia (0.75 - 0.6 Ga) Kimberlitas y Carbonatitas OROGENESIS GRENVILLE (1.2 - 1.0 Ga) RODINIA (1.2 - 1.0 Ga) Nuevas granulitas, anortositas y anfibolitas PARGUAZENSIS Rifting continental (1.6 - 1.3 Ga)
	M ASOCIACIÓN AVANAVERO:(1.77 - 1.65 Ga)		
	P' GRANITO RAPAKIVI DEL PARGUAZA (1.55 - 1.40 Ga)		
	P VULCANISMO CALCO-ALCALINO DE CAICARA (1.97 - 1.73 Ga)	P-2 SEDIMENTOS MOLASOIDES DE RORAIMA (1.79 - 1.45 Ga) Y PRE-RORAIMA (2.0 - 1.8 Ga)	TRANSAMAZÓNICA (Apertura oceánica 2.3 Ga cierre y colisión 2.1 - 2.0 Ga) Origen y reactivación de la F. Guri ATLANTICA (2.1 - 1.9 Ga)
	P MAGMATISMO TIPO CUCHIVERO (1.88 - 1.78 Ga)		
	ASOCIACIONES TIG REACTIVADOS (GRANITO LA ENCRUCIJADA 2.1 - 2.0 Ga)		
	P CRV PASTORA, SOTANAMO (2.50 - 2.22 Ga)		Colisión microcontinentes Granutilización VAALBARA - GUAYANESIS (2.8 - 2.5 Ga) PRE-TRANSAMAZÓNICA GURIENSE (3.4 Ga)
	P-3 COMPLEJO DE SUPAMO: TTG (2.50 - 2.22 Ga)		
COMPLEJO DE IMATACA (BASAMENTO 3.4 - 2.5 Ga)			

FIGURA No. 32 Mapa de unidades tectonoestratigráficas y litodémicas del Escudo de Guayana *(Tomado de Pimentel y otros, 2000)*

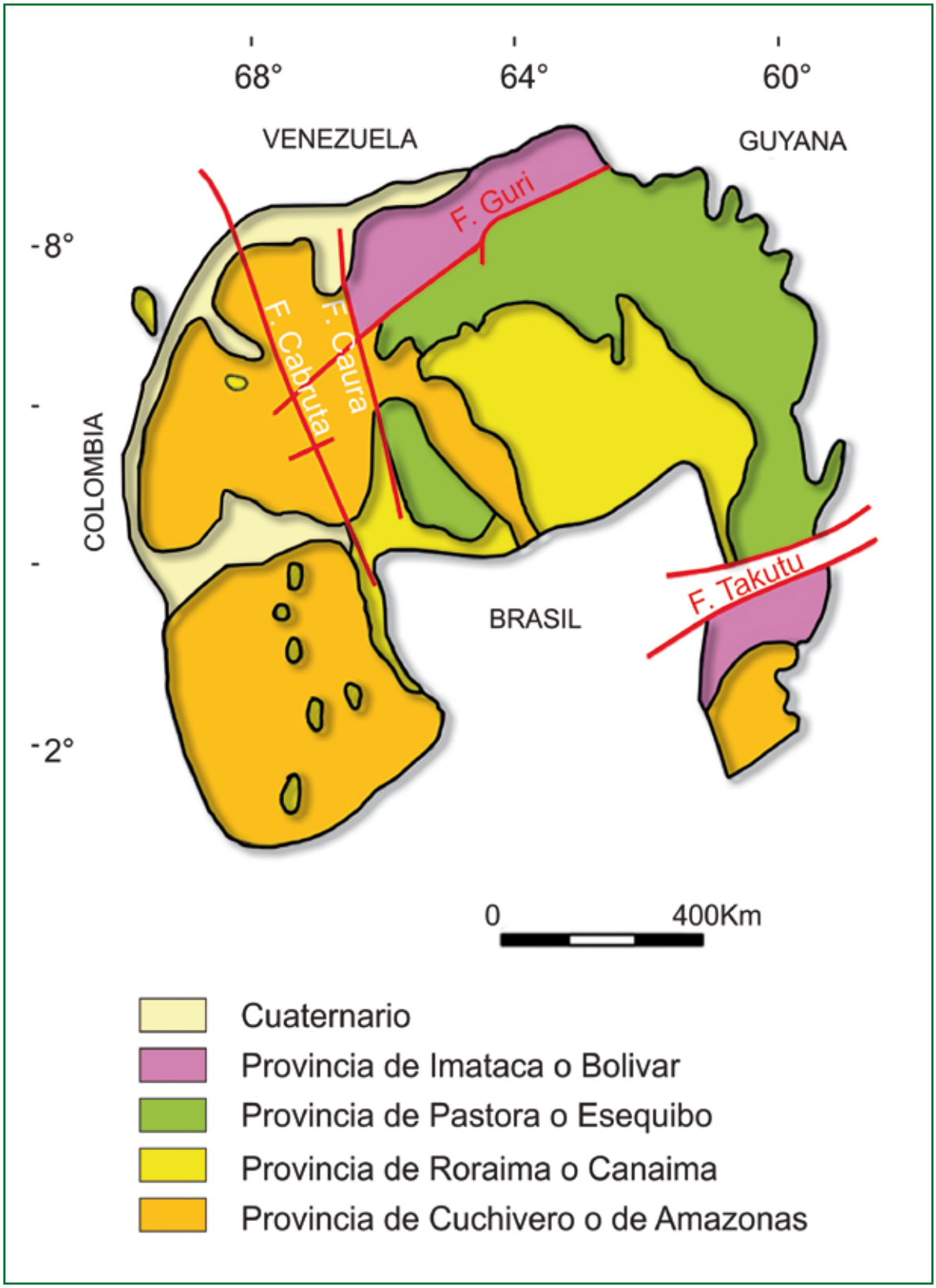


FIGURA No. 33 Provincias geológicas del Escudo de Guayana, Venezuela *(Tomado de V. Mendoza, 2000)*

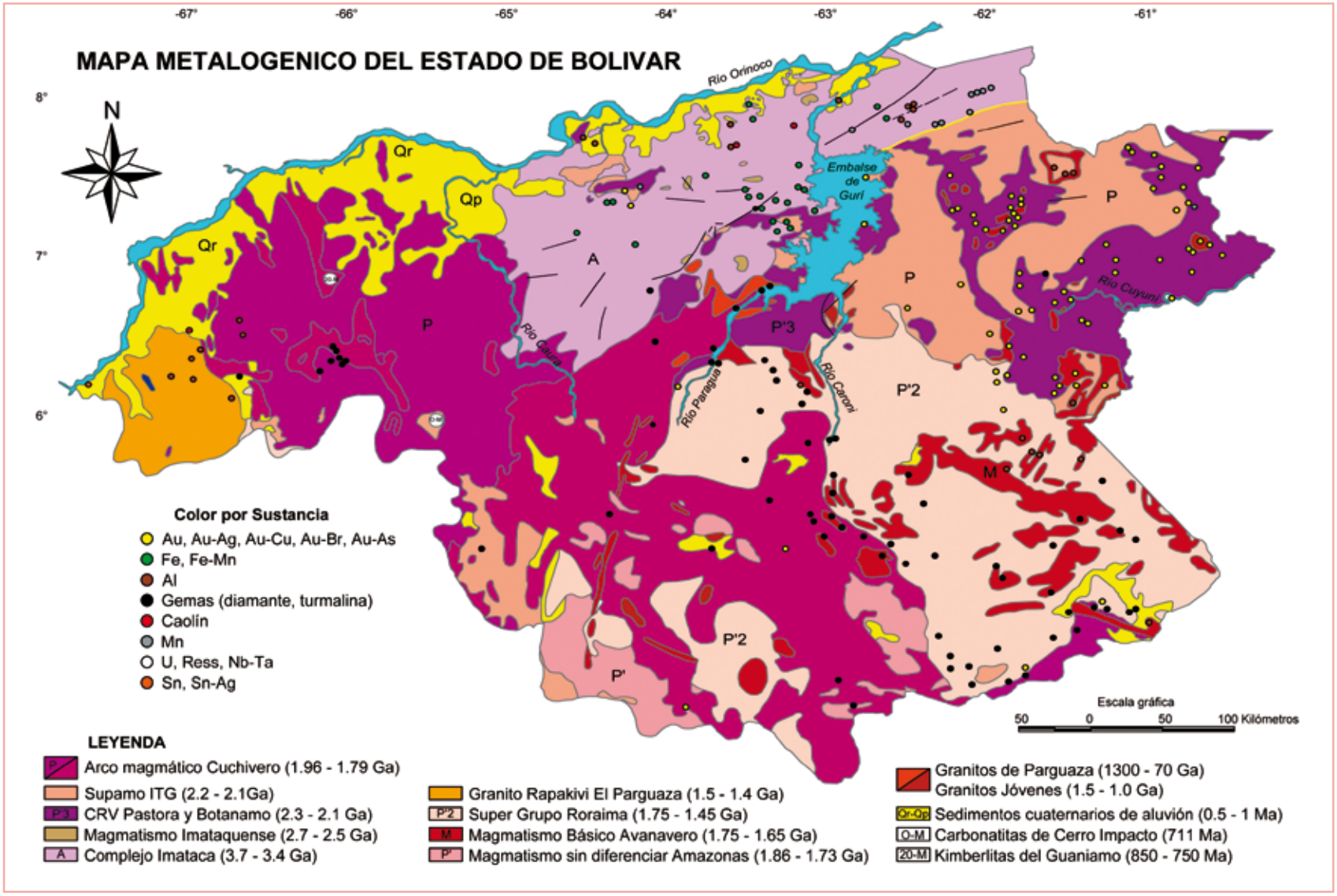


FIGURA No. 34 Mapa metalogénico del estado Bolívar *(Tomado de Aguinagalde, UDO 2004)*

El Escudo de Guayana (EG), en Venezuela, se compone de las siguientes 4 provincias geológicas o unidades equivalentes **(Figuras No. 29 a 32)** Roraima, Cuchivero, Pastora e Imataca. Desde la más joven a la más antigua las macrounidades litodémicas y litoestratigráficas que afloran en el escudo son las siguientes:

- Sedimentos Cuaternarios: Fm. Mesa
- Carbonatita de Cerro Impacto: ¿710 Ma? - ¿110 Ma?
- Kimberlitas de Guaniamo: 710 Ma
- Rocas recristalizadas del Orinoquense o K`Madkut o Grenville: 1.2 – 1.0 Ga.
- Complejo alcalino La Churuata: 1.35-1.25 Ga
- Sedimentarias, parte superior del Supergrupo Roraima, Fm. Mataui: 1.5-1.3 Ga
- Granitos anorogénicos tipo rapakivi de El Parguaza: 1.55-1.45 Ga
- Tobas félsicas vítreas en la parte media de Roraima: 1.65-1.55 Ga
- Asociación tholeiítica intrusiva Avanavero: 1.77-1.65
- Secuencia post-tectónica del Supergrupo Roraima: 1.78-1.40? Ga
- Provincia Mitú Río Negro/Rondonia-Juruena 1.52 - 1.88 Ga
- Rocas complejos de Minicia-Mitú-Atabapo-Guaviare: 1.88-1.55 Ga
- Provincia Cuchivero-Parima-Tapajós (CPT): 1.98 -1.78 Ga
- Secuencia, post-CRV rocas, metasedimentarias pre.-Roraima: 2.1 -1.9 Ga
- Provincia Pastora o Superterreno Pastora: > 2.3 Ga- 2.0 Ga
  - CRV tipo Botanamo: 2.2 – 2.0 Ga
  - Complejo granítico de Supamo: >2.3 -2.2 Ga
  - CRV tipo Pastora: > 2.3 Ga ¿?
- Provincia o Complejo o Superterreno Imataca: >3.4-2.5 Ga

Pimentel y otros (2000) interpretaron pioneramente **(Figura No. 31),** dividir el Escudo de Guayana en dos terrenos (Imataca y Orinoco) y un supraterreno, (Roraima).

El Terreno Imataca, según lo forma el Complejo metamórfico de Imataca, y el Terreno Orinoco lo forman el Complejo granítico de Supamo, CRV de Pastora y Botanamo, Granitos TTG reactivados, Granito Intraplaca de Cuchivero, Granitos Intraplaca sin diferenciar de Amazonas, Granitos Anorogénicos del Parguaza, Kimberlitas de Guaniamo, Carbonatitas de Cerro Impacto, sedimentos terciarios sin diferenciar y Formación Mesa.

El autor discutirá más adelante hasta cuándo Imataca y Pastora fueron terrenos.

Cuchivero y Parguaza representan intrusiones tectónicas tardías a postcolisión, intraplacas, y por lo tanto no son terrenos.

Roraima y los metasedimentos pre-Roraima representan varias depositaciones supraterrenos.

Las kimberlitas, carbonatitas, y los granitos rapakivis, y demás cuerpos alcalinos son anorogénicos, intrusivos en los terrenos o provincias ya existentes y, por lo tanto, también son post-terrenos.

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 Gurí por unos 550 km y 80 km, respectivamente **(Figuras No. 29 a 32).**

No parecen existir razones para que Imataca no se extendiera al Norte del Orinoco, soportado al parecer en perforaciones de la Faja del Orinoco.

En efecto, algunas compañías petroleras que perforaron la Faja Petrolífera del Orinoco al comienzo de los años 1980, encontraron rocas de alto grado metamórfico al Norte del Río Orinoco, correlacionadas con rocas del Complejo metamórfico de Imataca, así como rocas volcánicas félsicas y granitos similares a las rocas de la Asociación Cuchivero.

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 límite del borde continental próximo a una zona de subducción; o representan una corteza siálica parcialmente asimilada y parcialmente cubierta por las intrusiones del Complejo de Supamo y por intrusiones de la Asociación Cuchivero y del Granito rapakivi de El Parguaza.

Para algunos geólogos como **Cordani y otros (2000); Tassinari y otros (2000),** basados en cientos de determinaciones de edades radiométricas, las provincias Imataca y Pastora las incluyen o forman parte de una sola provincia geocronológica denominada Maroni-Itacaiúnas.

La Provincia Maroni-Itacaiúnas 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, en el Estado de Roraima; y al Sur está limitada por el Escudo Guaporé.

La provincia Maroni-Itacaiunas representa un variado número de asociaciones litológicas, fuertemente tectonizadas durante la orogénesis Transamazónica de 2.2 Ga - 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 Tomuromaque de Amapá, o aparentemente Paleoproterozoicas como Apiú, Kanukú, Falawatra, entre otros, son consideradas por algunos geólogos brasileros, ya mencionados, como alóctonos dentro de esa provincia de Maroni-Itacaiunas.

Para el autor de este trabajo, Apiú, Kanukú y Falawatra, etc., registran edades de reactivación del Paleoproterozoico, pero que en este caso sólo se relacionan con la edad de gran reactivación e incluso, para algunos **(Sidder y Mendoza, 1995),** de granulitización, pero no con la edad del protolito de Imataca.

En consecuencia, para este autor son remanentes o ventanas del basamento Arqueozoico, típico del modelo de **Glikson (1976):** casi todos los CRV descansan sobre un basamento de anfibolitas y granulitas más antiguas.

En el Norte de Brasil, Amapá, y posiblemente Sur de Suriname se encuentran restos de rocas de edad Arqueozoica dentro de otras de edad Paleoproterozoica, fuertemente retectonizadas de edad Arqueozoico.

En el caso del Complejo metamórfico de Imataca, al menos, es un bloque de 44.000 km^2 de área que tiene sobre él remanentes de CRV (como La Esperanza y Real Corona) y gneises tipo Complejo granítico de Supamo, de 2.24 Ga **(Sidder y otros, 1991),** o sea el mismo modelo de Glikson: CRV-TTG sobre un basamento granulítico más antiguo.

Uno de los estudios petrológicos más completos sobre Imataca, pero localizado en la zona de Guri-Cerro Bolívar, lo realizó **Dougan (1965)** el cual mostró que las isógradas del ortopiroxeno no sólo están en la parte Norte de la Falla de Gurí sino también inmediatamente al Sur de la misma **(Figura No. 44 y Tabla No. 2).**

PROMEDIO DE LA COMPOSICION QUIMICA DE ROCAS DEL COMPLEJO DE IMATACA

	1	2	3	4	5	6	7
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_2O_5	0,081	0,139	0,101	0,254	0,402	0,392	0,92
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

TABLA No. 2 Promedio de la composición química de rocas del Complejo de Imataca *(Tomado de Dougan y otros, 2003)*

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 750ºC-850ºC 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 Gurí, con anfibolitas y migmatitas, rocas graníticas, con granate-cordierita-sillimanita (que implican temperaturas de 650ºC-700ºC y presiones de 4 a 7 Kbs, o sea menores de 20 km de espesor de rocas).

Estas rocas de alto grado metamórfico se interpretan **(Mendoza, 1975)** como evolucionados primitivos CRV y complejos graníticos potásicos y sódicos, varias veces tectonizados y metamorfizados hasta alcanzar las facies anfibolita y granulita, en la colisión de microcontinentes y sufrir luego parcialmente metamorfismo retrógrado, registrando toda la historia evolutiva del escudo, como se sugiere en la **Tabla No. 3.**

Eventos Mundiales			
Planación	Cenozoico:	Levantamiento / Erosión / Planación	
	150-30 Ma?	Carbonatitas y kimberlitas intrusivas en Escudo Sudamericano y SW África, Diq D. Laguna magmas tholeíticos.	
Nuevo Océano	210 - 200 Ma:	Apertura Océano Atlántico	
"Collage" Kimberlitas	500 - 265 Ma:	Supercontinente Gondwana-Laurentia (=Pangea)	
	850 - 545 Ma:	Orogénesis 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 Orogénesis Nickeriana/Grenvilliana	Colisión Continental Supercontinente Rodinia
	1200 - 1100	Seudotakilitas Falla Gurí	
	1200 - 1100 Ma:	Colisión Río Negro-Juruena; Jari-Falsino (Brasil)-Mitu-Garzón (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	1.9-1.7 Evento Uatumá
	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	Supercontinentes: Atlantica/ Nena/ Columbia /Caura
	< 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 Magmático, Borde Continental Activo, Las Cristinas.	
	2300 - 2200 Ma:	Cinturones de Rocas Verdes (Cvr) Más Viejos, Tk, Tipo Pastora. Inicio O. Transamazónica	
	2400 - 2225 Ma:	Rocas Graníticas Sódicas del Complejo de Supamo Intrusivas en C. Imataca en Disrupción	
"Collage"	2600 - 2500 Ma:	Choque y Aglutinación de Micro-Continentes:	Supercontinente Guayanensis o Kenorlandia
Granulitas	2700 - 2600 Ma:	Migmatización y Granulitización de Imataca	Migmatita La Migmatita La Ceiba
	2960 - 2850 Ma:	Orogénesis Pre-Transamazónica o Aroensis	
Antiguas	3350 - 3000 Ma:	Formación de Primitivos CRV y Complejos Tonaliticos Pre-Imataca	
	3700 - 3400 Ma:	Protolito Complejo de Imataca, Orogénesis Guriense Supercontinente Ur	
	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 No. 3 Secuencia de eventos litotectónicos del Escudo de Guayana *(Modificado de Sidder y Mendoza, 1995)*

• Orogénesis Guriense, > 3.4 Ga, formación de primitivos CRV-TTG

• Orogénesis Pre-Transamazónica o Aroensis: 2.96 Ga - 2.85 Ga, anfibolitización, granulitización y migmatización de microcontinentes durante y luego de su aglutinación por "collage" o colisiones múltiples para formar un supercontinente que designamos con el nombre de Guayanesis equivalente de Kenorlandia **(**según **Mason y otros 1995)**.

Disrupción o rifting del supercontinente Guayanesis, asociado al final de pluma de calor, hacia 2.4 Ga - 2.3 Ga. Intrusiones de magmas basálticos, anorogénicos, emplazados del manto superior a la corteza Imataca. Estas rocas aún no han sido plenamente identificadas en el CI.

• Orogénesis Transamazónica: desarrollo de los océanos Pastora, Barama-Mazzaruni, etc., formándose los CRV de Pastora, Botanamo y equivalentes y formación y/o reactivación de rocas graníticas TTG de Supamo, Bártica y equivalentes; subducción, cierre de esos océanos; colisión de los CRV-TTG con las rocas granulíticas, migmatíticas y anfibolíticas de Imataca-Kanukú, de 2.3 Ga - 1.95 Ga, definitiva o final granulitización de rocas de Imataca, formando parte del aglutinamiento y formación de otro gran supercontinente denominado Atlántica **(Rogers, 1996).**

Intrusiones de granitos sódicos en Imataca (Granito de La Encrucijada o El Elefante, etc.) Rocas TTG de Supamo también intrusionaron al Complejo de Imataca en 2.22 Ga en La Esperanza.

Al final de la orogénesis Transamazónica 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 metamórfico de Imataca, aunque intrusiones de granitos más jóvenes de este evento, también cortaron al Complejo metamórfico de Imataca.

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

• 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 sí existen rocas básicas intrusivas equivalentes de Avanavero en Imataca.

• Disrupción y rifting mayor, relacionada a superpluma de calor, del gran supercontinente Atlántica-Caura hacia 1.6 Ga-1.35 Ga con el emplazamiento de material del manto a la corteza, su mezcla o contaminación con material basal costral granulítico-charnockítico del tipo Complejo metamórfico de Imataca/o granodiorítico de Supamo y la diferenciación de ese magma híbrido o contaminado para dar origen a los granitos rapakivis de El Parguaza, Surucucú y equivalentes.

• Desarrollo de pequeños mares, sedimentación de rocas carbonático-dolomíticas y algunas sedimentarias samíticas y pelíticas clásticas, con pocas y escasas volcánicas dacítico-andesíticas intercaladas. Gran parte de esta secuencia fue erosionada después de la orogénesis 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 metamórfico de Imataca. Sin embargo, las dolomitas de edad Grenville o Nickeriana fueron, en apariencia, totalmente (?) erosionadas en el Escudo de Guayana.

• 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 Gurí, FEV, metamorfismo retrógrado de Imataca. Esta orogénesis equivale en tiempo a la Orogénesis Grenville cuya fase final de colisiones múltiples y aglutinamientos condujo a la formación del supercontinente Rodinia (1.0 Ga).

• Disrupción, asociado a pluma de calor, del supercontinente Rodinia, reactivación de grandes fallas y cruces de fallas, a través de las cuales se emplazaron complejos carbonatíticos (Cerro Impacto), lamprófiros (0.85 Ga) y kimberlitas eclogíticas (0.71 Ga) de Quebrada Grande, Guaniamo.

• Al final de este evento, mejor desarrollado al SE de Brasil, Cratón San Francisco y África Occidental, conocido como Brasiliano-Pan Africano, se formó otro nuevo supercontinente, Gondwana, hacia 0.55 Ga - 0.45 Ga 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.

• Después de la Orogénesis Herciniana con Ciclos de Wilson de unos 180 a 200 Ma se separó el supercontinente Pangea en bloques continentales y comenzó a formarse el Océano Atlántico. De ello tenemos algunos diques de rocas gabroides a norítico-diabásicas intrusivos en el Complejo metamórfico de Imataca.

La Falla de Gurí actúa entonces como una falla de transformación en la parte oceánica y como una falla transcurrente en la parte continental.

A) RESERVAS GEOLÓGICAS DE MINERAL DE HIERRO
ALTO TENOR (>=55% Fe Seco) (Millones De Toneladas Métricas)

YACIMIENTOS	M	%Fe
CERRO BOLÍVAR	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 JOAQUÍN	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 GEOLÓGICAS DE MINERAL DE HIERRO MINAS PRINCIPALES ALTO TENOR (>=55% Fe)

MINAS	MILLONES DE TONELADAS	ANÁLISIS QUÍMICO PROMEDIO				
		%Fe	%SiO_2	%$Al2O_3$	%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 No. 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.*** Principales minas de hierro de Bajo Tenor. *(Tomado de Mendoza, 2000)*

En suma, se refirieron cuatro disrupciones mayores de supercontinentes:

- 2.4-2.3 Ga del Supercontinente Guayanensis para dar paso al océano Pastora.
- 1.6-1.45 Ga del Supercontinente Columbia-Caura para dar emplazamiento al evento rapakivi mundial, complejos alcalinos, etc.
- 0.8-07 Ga del Supercontinente Rodinia con nuevos emplazamientos alcalinos, complejos carbonatíticos y kimberlitas eclogíticas de Guaniamo y
- 0.2 Ga disrupción del Supercontinente Pangea con la moderna tectónica de placas y la formación del Atlántico. Los tres últimos eventos concuerdan con lo referido al respecto por **Condie y Sloan (1998).**

La Provincia Imataca registra seis o más dominios tectónicos o microterrenos, separados entre sí 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 60º - 70º E que es la que predomina regionalmente, es decir aproximadamente paralelas a la Falla de Gurí.

Ascanio (1975) postuló que parte, al menos, del Complejo metamórfico de Imataca está formado por varias fajas tectónicas que representan microcontinentes que por tectónica compresional o convergente chocaron unos con otros con obducción, quedando separados entre sí por grandes corrimientos.

Ascanio denominó a estas fajas **(Figura No. 46)** como de La Encrucijada, Ciudad Bolívar, Santa Rosa, La Naranjita, La Ceiba, Laja Negra y Cerro Bolívar. Esto que ocurrió a escala local, también se produjo en gran escala regional y mundial, como parte de la agregación o acreción convergente del supercontinente Kenorlandia, hacia 2.7- 2.6 Ga.

Rodríguez (1997) destacó los tipos de rocas graníticas, charnockíticas y migmatíticas asociadas a cada una de estas fajas tectónicas y su importancia en usos ornamentales e industriales.

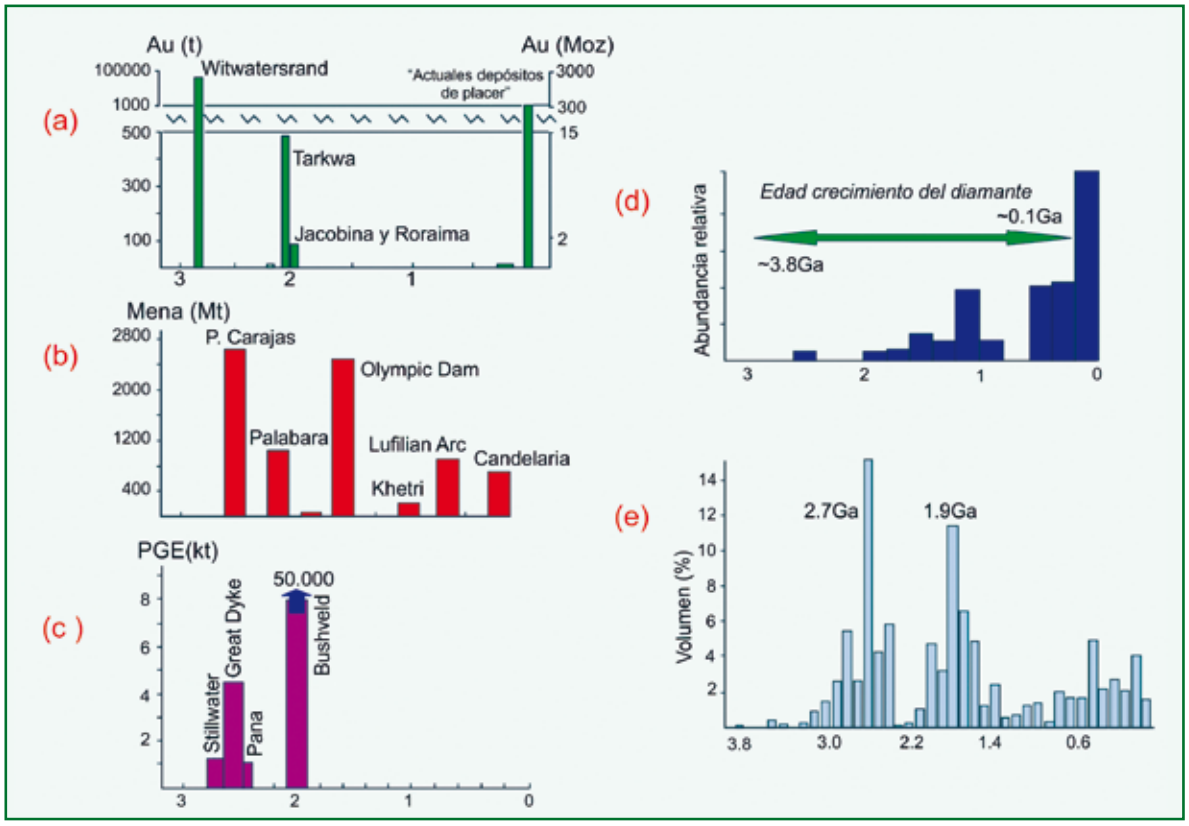


FIGURA No. 35 Distribución temporal de depósitos auríferos en aluviones y paleoaluviones, de hierro y cobre-oro, comparados con crecimiento secular de la corteza continental. ***A.*** Depósitos de oro de aluviones y paleoaluviones, ***B.*** Depósitos de óxidos de hierro, cobre y oro. ***C.*** Depósitos de platinoides ***D.*** Depósitos primarios de diamantes ***E.*** Histograma de crecimiento de corteza *(Tomado de Groves y otros, 2005)*

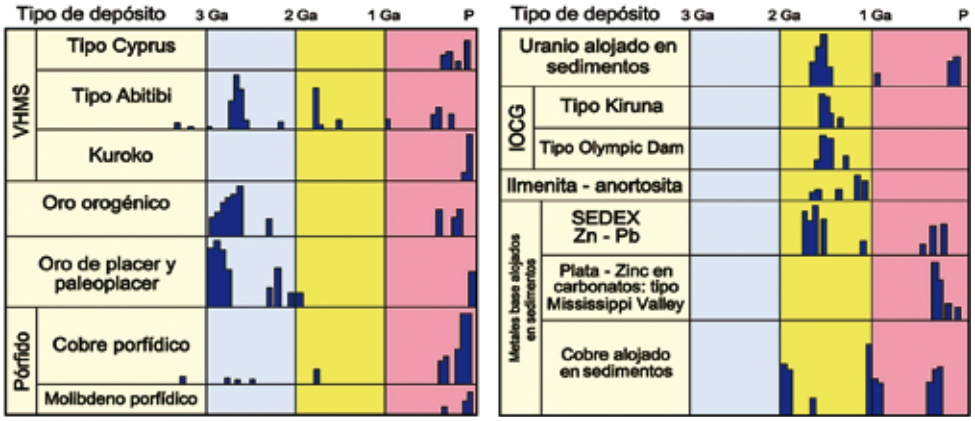


FIGURA No. 36 Histograma de distribución a través del tiempo de los principales tipos de depósitos minerales: ***A.*** Depósitos orogénicos de márgenes convergentes ***B.*** Depósitos anorogénicos de ambientes de rifts continentales y otros ambientes continentales *(Tomado de Lydon, 2007)*

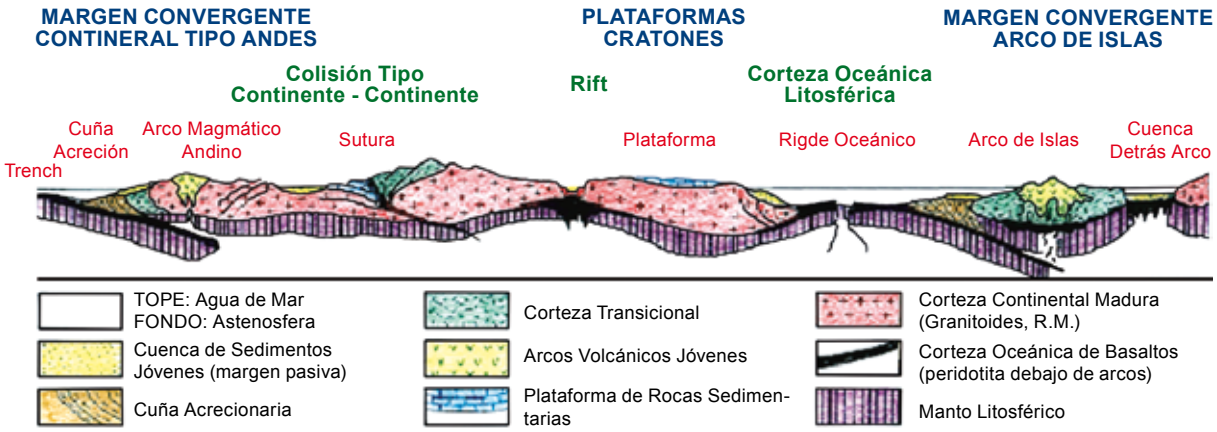


FIGURA No. 37 Ambientes geotectónicos modernos con dos zonas de subducción, una buzando debajo del continente en una margen Tipo Andes, y la otra debajo de un arco de islas, con las complementarias zonas de colisión continente-continente tipo y los rifts continentales y oceánicos, cuencas activas y pasivas centro o ridge de separación y deriva oceánica *(Tomado de Lanizcka, 2009)*

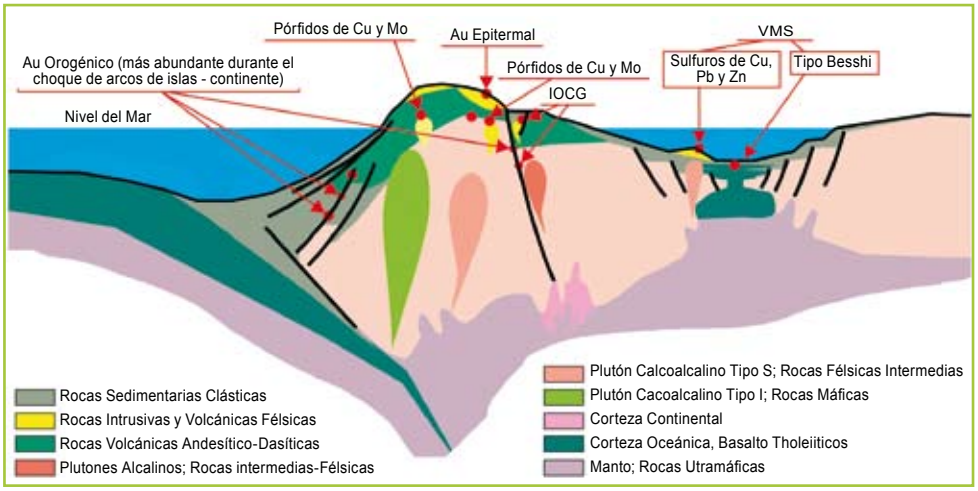


FIGURA No. 38 Tipos de depósitos minerales formados en ambientes de arcos magmáticos y cuencas detrás del arco *(Tomado de Lydon, 2007)*

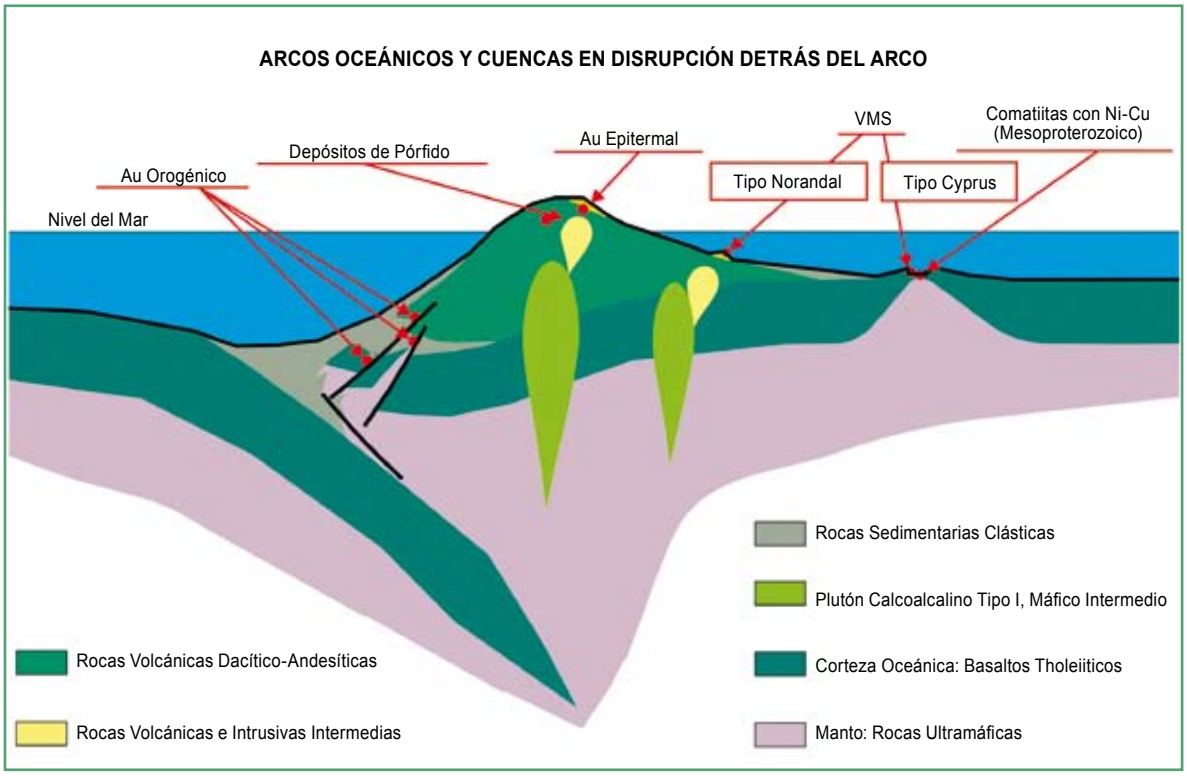


FIGURA No. 39 Tipos de depósitos minerales formados en arcos de islas y cuencas detrás del arco *(Tomado de Lydon, 2007)*

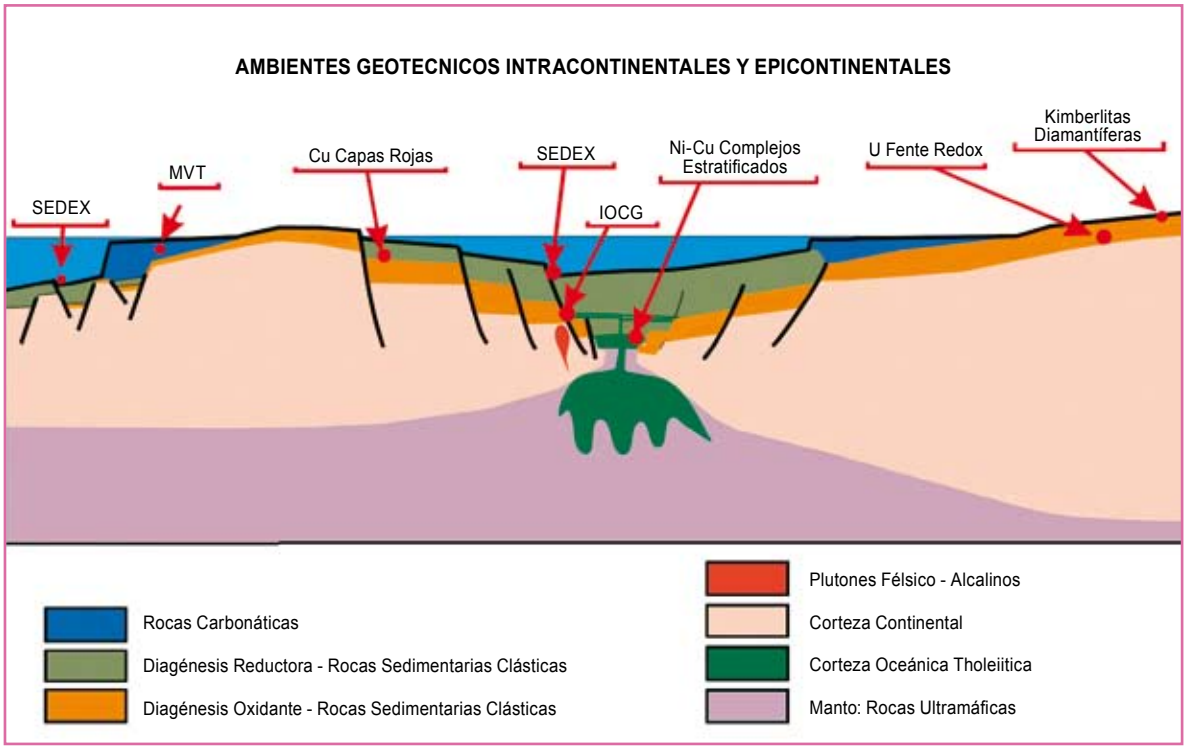


FIGURA No. 40 Tipos de depósitos minerales formados en ambientes EPI e intracontinentales (*Tomado de Lydon, 2007)*

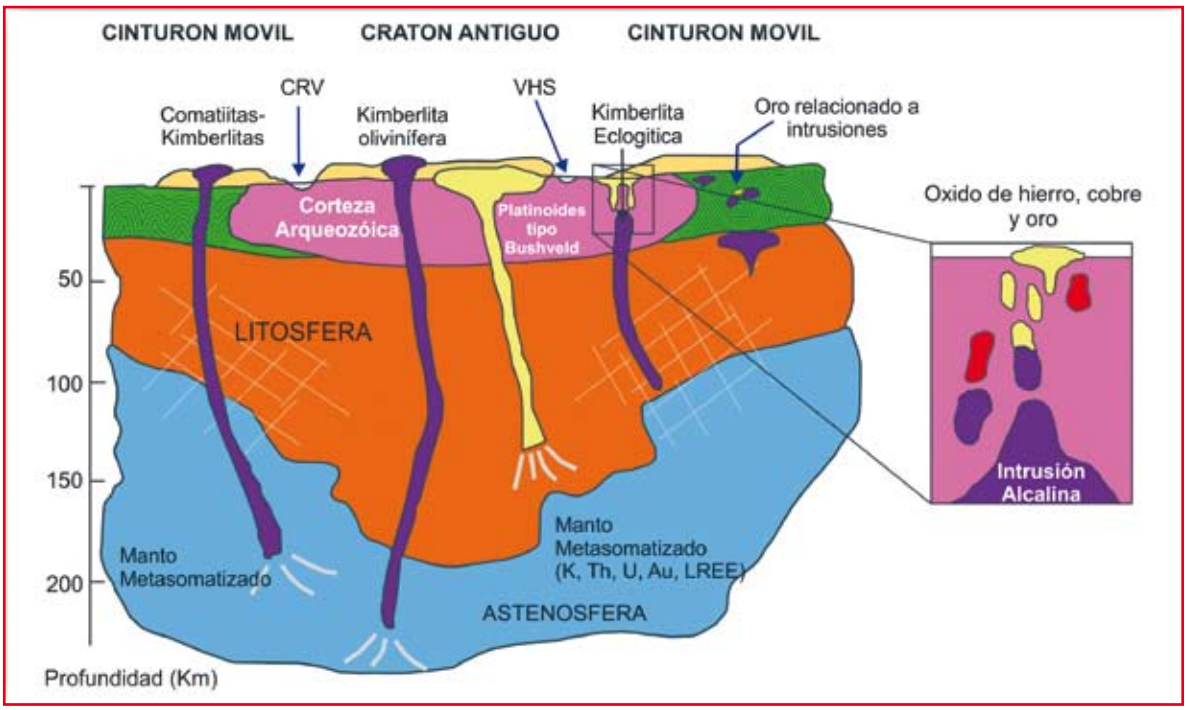


FIGURA No. 41 Diagrama esquemático mostrando el ambiente térmico de la formación de cada tipo de depósito mineral, su relación con plumas de calor, en una litosfera subcontinental sobre la astenósfera *(Tomado de Groves y otros, 2007)*

FIGURA No. 42 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 explotación 15 m *(Tomado de Mendoza, 2000)*

DEPÓSITOS DE HIERRO Y MANGANESO EN IMATACA

Depósitos de hierro: General

Las formaciones bandeadas de hierro (="BIF o banded iron formation"), se depositaron en cuencas intracratónicas de márgenes continentales pasivas, plataformales, durante períodos de alto nivel del mar, transgresivos, particularmente en el Neoarqueozoico y en el Paleoproterozoico. El hierro y la sílice son de origen volcánico hidrotermal (exhalativo) conectados a fenómenos tipo "black smokers" o chimeneas submarinas volcánicas, cargadas de sulfuros y gases de color negro, relacionadas con plumas de calor.

El volcanismo submarino y actividad hidrotermal asociada con fumarolas, derivado de plumas de calor, puede ser la fuente del hierro y de la sílice y de la elevación del nivel del mar, lo cual facilitó la formación de grandes y elongadas cuencas marinas plataformales, alejadas de los ridges y plateau, necesarias para la formación y preservación de las BIF.

Los picos mayores de BIF también ocurren hacia 2.7 y 1.9 Ga coincidentes con el mayor crecimiento de corteza juvenil y la formación de supercontinentes y el desarrollo de los más importantes depósitos de oro orogénico. Es decir, que hacia las zonas de márgenes activas de los supercontinentes se formaban depósitos de oro orogénico y, algo simultáneo con ello, en sus márgenes pasivas se originaban BIF.

Existen, sin embargo, algunas BIF en el tope de CRV con depósitos de oro orogénico, en particular las BIF tipo Algoma, que se asocia a rocas volcánicas.

Se ha argumentado que la gran abundancia de BIF entre 2.7 y 1.9 Ga se debe también a la presencia de océanos anóxicos, caracterizados por el gran consumo de O_2 para precipitar el hierro, resultando en déficit el oxígeno producido por las cianobacterias. Al cesar las plumas y cesar la actividad hidrotermal y la precipitación de hierro, cesó también el consumo mayor de oxígeno y se fue pasando a una atmósfera más rica en oxígeno, a partir de 1.9 Ga.

Las BIF tipo Algoma, delgadas y asociadas a rocas volcánicas, se conocen desde 3.75 Ga en el CRV de Isua, Groenlandia, pero ellas y las espesas BIF tipo Lago Superior, no asociadas a rocas volcánicas, alcanzan su máximo hacia 2.6 y 2.0 Ga.

Las BIF del Fanerozoico, tipificadas por la tipo Clinton de USA y el tipo Minette de Europa, son capas oolíticas de hematita-siderita-chamosita intercaladas con areniscas y lutitas y se formaron en el Paleozoico y Mesozoico en cuencas marinas plataformales poco profundas, en ambientes neríticos oxigenados a euxínicos.

Nótese aquí la presencia de hematita en lugar de magnetita, esta última de ambiente reductor con depósitos de oro orogénico, en particular las BIF tipo Algoma del Neoarqueozoico.

Depósitos de Manganeso

Al igual que el hierro, el manganeso es soluble como Mn^{2+} con minerales de manganeso depositados vía reacciones de oxidación. Los depósitos mayores son BIF manganesíferos, tipo Kalahari, Sur África, de edad Paleoproterozoico. Otros depósitos de edad Neoproterozoico se localizan en Ghana, Gabón y Brasil.

El modo de origen se postula similar al de las BIF, pero con la intervención y control biogénico por micro-organismos que disolvieron los cationes de Mn más bien que por exhalaciones volcánicas. Ambientes marinos plataformales más profundos del Paleoproterozoico con precipitaciones de carbonatos manganesíferos, son reemplazados por océanos plataformales menos profundos donde se depositaron los BIF manganesíferos.

Depósitos de hierro en Imataca

Imataca es la provincia del hierro del Escudo de Guayana y, en ella **Ascanio (1985)** distinguió, según el tamaño del grano, tres grandes tipos de depósitos de hierro, que son los siguientes:

- Depósitos de hierro de grano grueso (>1 mm): tipo El Pao, Las Grullas, Piacoa
- Depósitos de hierro de grano medio (=1 mm): tipo Cerro María Luisa
- Depósitos de hierro de grano fino (<1 mm): tipos 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; tipo 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 foliaciones bien desarrolladas indicadas por fenocristales orientados de plagioclasa caolinizados. 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 Bolívar (con los siguientes tipos de menas de tope a base: cangas y ripios, costras, finos marrones, finos negros, finos negros silíceos y cuarcitas parcialmente lixiviadas) se formaron por lixiviación de sílice (son tipo óxidos), a 600-800 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 Provincia Imataca desde el año 1950 hasta el año 2009 más de 1.000 M.t. de mineral de hierro de alto tenor. Las reservas probadas de alto tenor son cercanas a 1.500 M.t. **(Tabla No. 5),** pero económicamente de bajo fósforo (<0.06%) quedan menos de 300 Mt. 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 No. 30)** son las protomenas (itabiritas, taconitas, etc.), para la mayoría de los grandes depósitos de enriquecimiento secundario por lixiviación en explotación en Australia, Brasil, India, Sur África, Ucrania y Venezuela, según **Gross (1995).** Sin embargo, los depósitos tipo Cerro Bolívar, además de estar incluidos en terrenos Arqueozoicos, fueron correlacionados con el tipo Algoma **(Dorr, 1973).** A similar conclusión llegaron **Sidder y Mendoza (1995)** y **Sidder (1995)** con base en que **Dougan (1975)** 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 al tipo Lago Superior y diferentes a los del tipo Algoma, aunque también, como el tipo Cerro Bolívar, están asociados a rocas volcánicas y forman un nuevo tipo denominado Dos Carajás **(Dardenne y Schobbenhaus, 2000).** El Distrito San Isidro tiene como basamento de las BIF anfibolitas, gneises piroxénicos y gneises tonalíticos. El autor considera a las menas de hierro tipo Cerro Bolívar, San Isidro, etc., equivalentes al tipo Dos Carajás. Las BIF tipo Algoma **(Figura No. 28)** 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.

En El Pao, las BIF están asociadas a anortositas y granulitas máficas-ultramáficas ("gabros"), derivadas de posibles basaltos comatiíticos y comatiitas y están relacionadas a una pluma de calor que pudo coincidir con el aglutinamiento del muy primitivo Supercontinente Ur, hacia 3.4-3.2 Ga. La zona de distensión o rift formada en un primer y muy primitivo supercontinente (Vaalbara o Ur de 3.1 a 3.6 Ga ¿?), se transformó luego por colisiones sucesivas en zonas de sutura y de transformación de los basaltos y comatiitas en granulitas máficas y ultramáficas, hacia 2.7 Ga. Las BIF tipo Algoma, como El Pao tuvieron su máximo mundial hacia 2.7 Ga. Quizás uno de los eventos megaplumas más notorios ocurrió también hacia esa edad de 2.7 Ga. Las menas tipo Lago Superior, predominantes hacia 2.0 y 2.5 Ga, coinciden con muchos, pero menos intensos eventos de megaplumas del manto superior-fondo oceánico.

Las BIF representan menos del 1% del volumen total del Complejo metamórfico 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.

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 "ridges" 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 ocurrió en megaepisodios de actividad de megaplumas oceánicas de calor. También se ha observado que gran abundancia de comatiitas de plateau, de origen de plumas de calor, están asociadas con BIF.

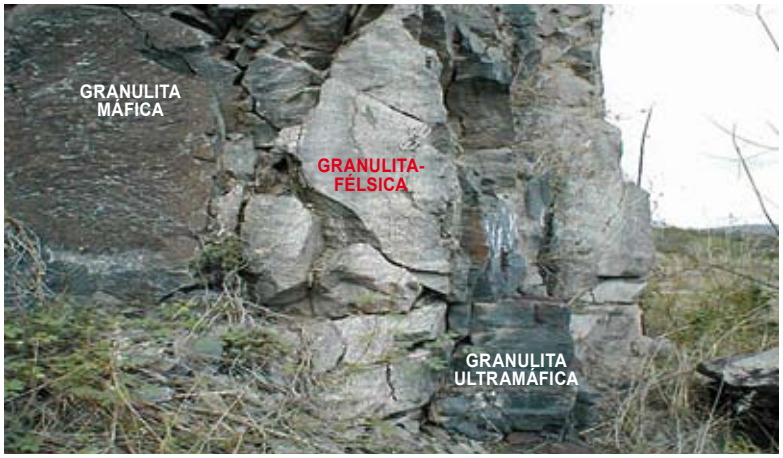


FIGURA No. 43 Fotografía de un corte en la autopista San Félix-Upata mostrando la alternancia de granulitas félsicas y máficas del complejo de Imataca. Las granulitas máficas eran denominadas "gabros" en la mina El Pao *(Tomado de Mendoza y otros, 2003)*

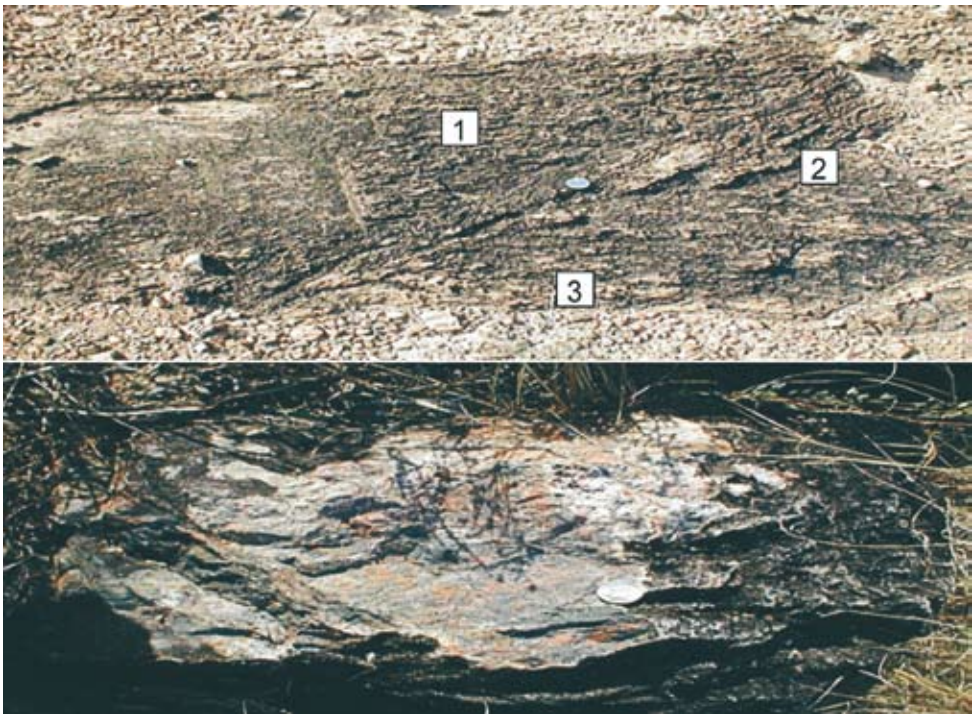


FIGURA No. 44 Afloramientos de rocas cizalladas y taquilitas en la Falla de Gurí al nivel de las curvas de Santa María, carretera Upata-Guasipati. ***A.*** Tres direcciones de cizalla: [1] N 60º E, [2] EW y [3] N 20º E. ***B.*** En la foto inferior se observa que el gneis fresco, próximo a la Moneda, contiene un material casi amorfo, vítreo, producto de la destrucción de los feldespatos (color rojo) de un gneis granítico transformado por la cizalla de la falla de Gurí en una pseudotaquilita *(Tomado de Mendoza y otros, 2003)*

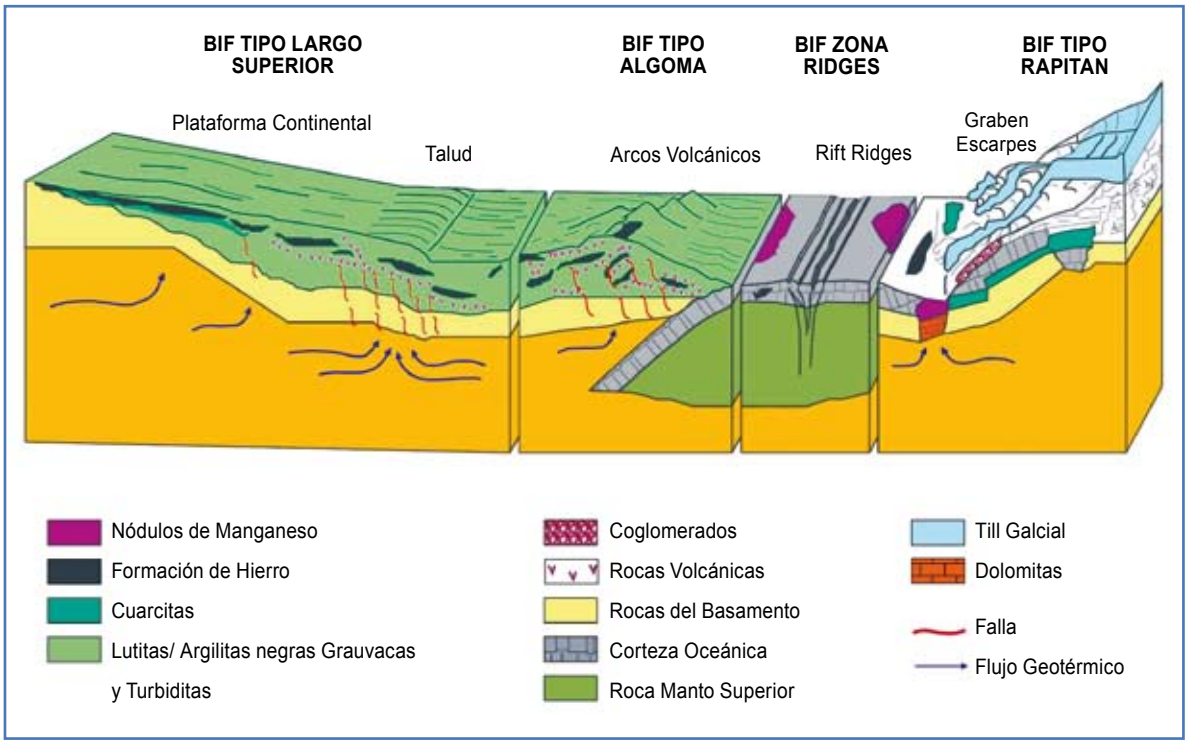


FIGURA No. 45 Modelo de ambientes tectónicos de los tipos de formaciones bandeadas de hierro "BIF" *(Tomado de Gross, 1995)*

Falla de Gurí

La Falla de Gurí, que es el rasgo megatectónico más relevante del Escudo de Guayana, separa las provincias de Imataca, al Norte de Gurí, de Pastora, al Sur. Esta es una falla muy antigua, cuya evolución se postula como sigue **(Figura No. 42).**

• 2.400 Ma - 2300 Ma. "Rift" continental de Gurí

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

• 2.150 Ma -1.960 Ma. Clímax de la Orogénesis Transamazónica

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

• 1.900 Ma -1.800 Ma Final Orogénesis-Transamazónica

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

• 1.200 ± 200 Ma. Orogénesis Nickeriana o Grenville

Choque del megabloque Imataca-Pastora-Cuchivero-Parguaza-Roraima con el megabloque Río Negro-Jurena (Brasil), Mitú-Garzón (Colombia). Se produce la intensa removilización, cizalla y cataclasis (seudotaquilitas) de la Falla de Gurí, metamorfismo retrógrado bajo FEV, algunas intrusiones de aplitas, pegmatitas y formación de Rodinia.

• 800 Ma -300 Ma. Cruce de fallas Cabruta-Guri se emplazan Carbonatitas

En el cruce de fallas Cabruta y Gurí o Puente Palo, al Sur de Guaniamo, se emplazaron carbonatitas y cerca de esa intersección intrusionaron kimberlitas eclogíticas en rocas de la Asociación Cuchivero, en 711 Ma, relacionadas a plumas de calor, causantes de la disrupción de Rodinia.

• 210 Ma -180 Ma. Apertura Océano Atlántico

Gurí se comporta como una falla de transformación en la parte oceánica y como falla inversa (Imataca sobre Pastora) en la parte continental. La Falla de Gurí se continúa con la Falla Sassandra-Trou del Escudo Leo en África Occidental. A su vez Sassandra-Trou se continúa con la Falla Zednes en el Escudo Reguibat de África Occidental. A lo largo de esta falla se emplazaron diabasas, rocas gabroides y ultramáficas del manto.

• 150 Ma. Levantamiento, erosión, quietud tectónica: Gurí falla inactiva.

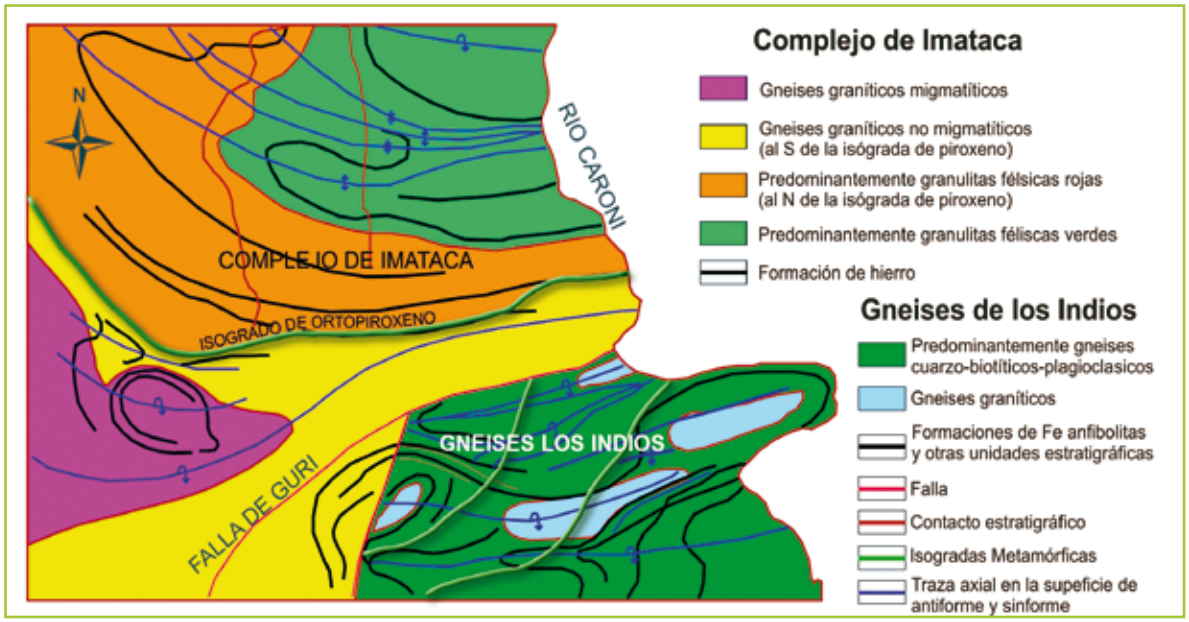


FIGURA No. 46 Mapa geológico esquemático del Complejo de Imataca al Oeste del Río Caroni, próximo a cerro Bolívar *(Tomado de Dougan, 1972)*

FIGURA No. 47 Edades Sm-Nd de protolito del Complejo de Imataca (Tomado de Texeira y otros, 2000)

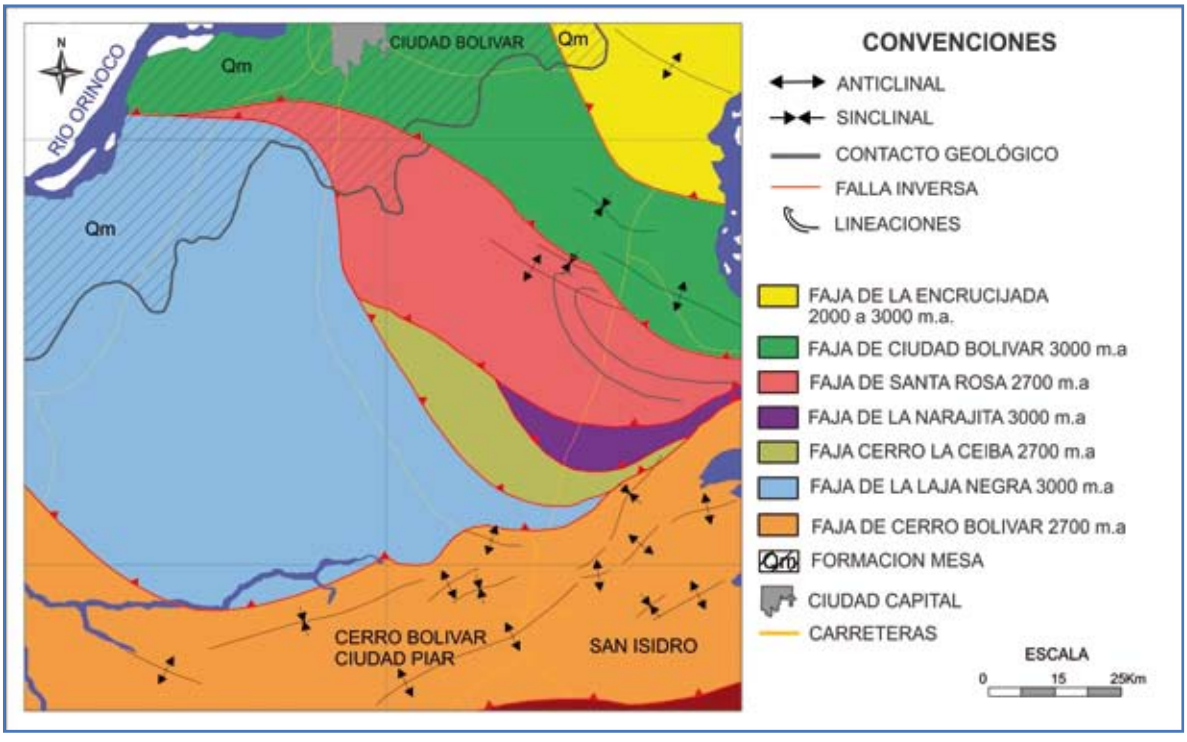


FIGURA No. 48 Mapa esquemático del Complejo de Imataca en los alrededores de cerro Bolívar mostrando las diferentes Fajas Tectónicas, separadas entre sí por fallas tipo corrimiento *(Tomado de Ascanio, 1975)*

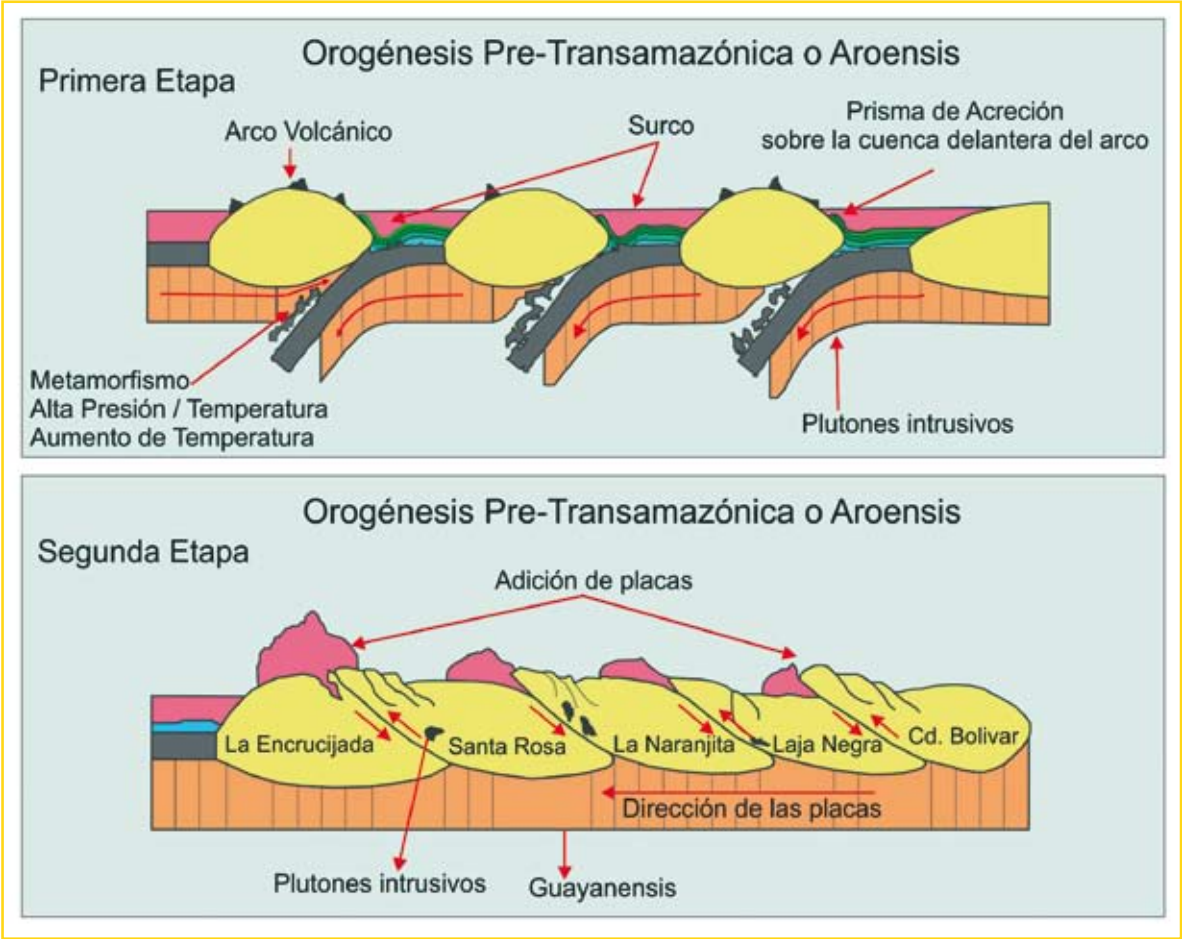


FIGURA No. 49 Evolución Geodinámica del Complejo de Imataca por compresión entre placas oceánicas con cambios de subducción (Primera etapa) y sucesiva sobreposición o aglutinación de los arcos y microcontinentes (Segunda etapa) formando parte del supercontinente Kenorlandia o Guayanensis *(Tomado de Mendoza y otros, 2003)*

Edad y Correlación del Complejo de Imataca

Algunos gneises, considerados sin evidencia alguna como metasedimentarios, fueron datados en roca total por Rb/Sr y Pb/Pb en 3.7-3.4 Ga **(Montgomery, 1979).**

Como se ha referido antes, rocas del Complejo metamórfico 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, 1995).**

Circones recogidos en las arenas del Río Orinoco al Oeste inmediato de Ciudad Bolívar 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, 1995).**

Recientemente **(Texeira y otros 2000, 2002)** recuperaron circones de las arenas del Orinoco cerca de Ciudad Bolívar 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 África existen muchos complejos y asociaciones que incluyen rocas de alto grado metamórfico, facies anfibolita más superior y granulitas, pocas de ellas han sido datadas con edades más antiguas de 2.4 Ga **(Gibbs y Barron, 1993).** Sin embargo, cada vez aparecen más edades del Arqueozoico en las Guayanas y en África Occidental.

Rocas de alto grado metamórfico, granulitas, han sido identificadas en el Complejo de Imataca, en Amapá, Brasil y más al Sur, Dos Carajás en el Cratón Amazónico.

Entre Imataca al Norte y Amapá al Sur, se localizan CRV-TTG del Paleoproterozoico, con un gran aporte de material juvenil del manto a la corteza, desarrollados durante la orogénesis Transamazónica. Más al Oeste y al Sur se observan intrusiones volcano-plutónicas, con cantidades menores de rocas sedimentarias, de edades 1.9-1.8 Ga (gran cinturón volcano-plutónico granítico de Cuchivero-Ventuari-Parima-Tapajós).

Modernamente las granulitas son explicadas por tectónica de placas colisional y fallamiento inverso intenso. Sin embargo, no siempre se encuentran edades arqueozoicas para estas rocas, a pesar de las diversas técnicas de U-Pb en circones, de Pb-Pb evaporación en circón, etc., ya que muchas veces tales circones están parcial a completamente recristalizados y puestos de nuevo en marcha el reloj radimétrico.

Se ha acudido a otras técnicas como de edades tipo Sm-Nd que intentan determinar la edad del protolito de tales rocas, pero de nuevo intensos eventos tectono-metamórficos borran la historia primigenia de tales rocas afectadas.

Algunos autores han llegado a afirmar que existen dos edades de granulitización **(Roever y otros, 2003):** una Neoarqueozoica (2.6-2.7 Ga o más antigua) y otra Paleoproterozoica, hacia el final de la orogénesis Transamazónica (2.100 a 2.050 Ma), asociadas éstas últimas a intrusiones de charnockitas (2.065 ± 2 Ma por U-Pb en circones, según **Roever y otros (2003).**

Esto último parece contradictorio ante la evidencia regional de bajo grado metamórfico (FEV a epidoto-anfibolita y a lo sumo con algunas migmatitas) que muestran los CRV-TTG que ocupan mayoritariamente estas provincias de edad Transamazónica (2.3-1.95 Ga).

El Complejo Kanukú de Guyana se compone esencialmente de paragneises, migmatitas y granulitas. Al parecer algunas de estas granulitas félsicas, macizas, de composición tonalítica son intrusivas en los paragneises.

Las edades de los gneises y granulitas de Kanukú son transamazónicas 2.052 ± 50 Ma, Rb-Sr roca total, según **Spooner y otros (1971)** y de la misma edad aproximadamente, pero de más baja temperatura y presión que las granulitas de Bakhuis Montes en Suriname.

Granulitas charnockíticas por U-Pb, Rb-Sr y Sm-Nd de 1.943 ± 7 Ma a 2.019 ± 71 Ma y gneises del Complejo Apiaú, continuidad y equivalente del Complejo Kanukú, del Norte de Boa Vista, en U-Pb en circones dan edades de sólo 1.883 ± 46 Ma, con un intercepto alto de 2.235 ± 19 Ma, lo cual parece excluir, por ahora, rocas de edad Arqueozoica **(Gaudette y otros, 1996).**

En los Montes Parima, frontera con las nacientes del gran Río Orinoco, **Santos y otros (2003)** distinguieron dos posibles zonas del basamento: el Complejo Urariquera y el Grupo Parima. El Grupo Parima está formado por rocas volcano-sedimentarias en FEV y para-gneises en facies anfibolitas. Los paragneises de Parima, dieron como rocas fuentes por Sm-Nd edades de 2.485 y 2.502 Ma y sus edades de metamorfismo son de 1.968 Ma. El volcanismo andesítico, posiblemente continental, está datado en 1.946 ± 7 Ma, típico de las edades de Volcánicas de Caicara de la Asociación granítica Cuchivero.

Los gneises del Complejo de Urariquera dan edades U-Pb en circones de 1.94 a 1.97 Ga, con edades TDM de 2.022 a 2.178 Ma, transamazónicas, por lo que estos autores **(Santos y otros, 2003)** concluyen que en el Estado Norte de Roraima, Provincia Central Amazónica, no se encuentran, hasta ahora, rocas de edad Arqueozoica y las presentes son de edad transamazónica y post-transamazónicas, correspondiente a la orogenia de Tapajós-Parima-Cuchivero, entre Crepozizao (1.970-1.960 Ma) y Tropas (1.900-1.880 Ma), designada por **Santos y otros (2003)** como orogénesis o evento Tracajá.

Los gneises de Caroni, SW Surinam son de algo menor grado (cuarzo-feldespático-sillimaníticos y anfibolitas menores asociadas), con intenso plegamiento y migmatización. Caroni representa un complejo migmatítico quizás intrusionado por un núcleo granulítico.

Kanema-Man del Escudo Leo, de África 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, podrían ser correlacionados con anfibolitas, charnockitas, granulitas, BIF, del Complejo metamórfico de Imataca aunque sus dataciones no arrojan edades anteriores a los 2.3 Ga.

Esto puede deberse a la muy fuerte recristalización sufrida por esas rocas durante la orogénesis Transamazónica y en particular la de Grenville, para formar Rodinia. Sin embargo, cada caso debe ser analizado en mayor profundidad con datos geoquímicos y geocronológicos apropiados y seguir buscando y analizando núcleos de circones no recristalizados.

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, geoquímicos y trends tectónicos.

La geocronología es fundamental para poner un número confiable de edad, con poco error, a estos casos y

no para inducir tales eventos a partir de ese número. Muchos geocronólogos hacen esto último a través de "sofisticados", hoy y mañana obsoletos, métodos geocronológicos. La historia sobre las diferentes edades obtenidas acerca de los gneises de Minnesota, USA es un buen ejemplo de ello.

A las edades relativas obtenidas con base en las observaciones de campo, debe determinársele una edad radimétrica confiable, bien sea del metamorfismo, bien sea del tiempo de la alteración hidrotermal, bien sea del magmatismo primigenio; pero el determinar una sola de ellas, la edad del metamorfismo, por ejemplo, y no la del protolito, no permite negar o afirmar la presencia o derivación de esas rocas de otras más antiguas. Tampoco sus relaciones isotópicas son definitivas para tales afirmaciones o negaciones.

En efecto ya en Kaneama-Man, **Barth y otros (2002)** reportan varias edades Re-Os y U-Pb en gneises y granulitas, desde 3.6 Ga a 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 aparentemente los 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 granulíticas del CSF por Rb-Sr y Pb-Pb son de 2.96-2.85 Ga.

No obstante, el Complejo de Imataca puede ser tan antiguo o más que Sete Voltas y ya **Montgomery (1954)** lo demostró en su tesis doctoral hace muchos años. Faltan muchas dataciones confiables para concluir al respecto.

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 Cuadrilátero 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 metamórfico de Imataca registra dos eventos acrecionales, según edades Sm-Nd, modelo TDM, dió 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 **(Texeira y otros, 1999, 2002)** mientras que la migmatización y metamorfismo de alto grado de granulitas y anfibolitas, contrario a lo postulado por **Sidder y Mendoza (1995)** que lo proponen durante 2.2-1.95 Ga de la Orogénesis Transamazónica, ocurrió según **Texeira y otros (1999)** entre 2.96 y 2.85 Ga.

Posteriormente esos autores **(Texeira y otros, 2000)** concluyen que la edad de migmatización y granulitización en Imataca fue cercana a 2.67 Ga - 2.66 Ga con base en varias determinaciones Sm-Nd en el Complejo de Imataca.

Datos más recientes **(Texerira y otros, 2002),** para granulitas granitíferas bandeadas por Pb-Pb dieron 3.229 ± 29 Ma y para migmatitas de La Ceiba, por Pb-Pb, se obtuvo una edad de 2.787 ± 22 Ma, Granitos intrusivos, equivalentes del Complejo granítico de Supamo, como La Encrucijada en el CI dieron una edad 2.187 ± 94 Ma, que de acuerdo a isótopos de Nd negativos debieron originarse por procesos de fusión parcial de la corteza.

Los granitos del Complejo granítico TTG de Supamo, en general, en otras partes, arrojaron edades entre 2.29 Ga a 2.21 Ga con isótopos de Nd positivos, sugiriendo un origen juvenil o derivado del manto para estos granitos. Tales granitos son sintectónicos desarrollados al parecer en la Orogénesis Transamazónica.

Según **Texeira y otros (2002),** granitos del tipo Asociación ígnea Cuchivero dieron edades entre 1.980 y 1.830 Ma con valores 143Nd/144Nd más radiogénicos y positivos que los valores de rocas del CI, por lo cual se infiere que las rocas de la Asociación ígnea Cuchivero no se derivaron para nada de rocas del CI y que por lo tanto tal basamento del CI no se continuó por debajo de Cuchivero al Oeste del Río Caura y que en consecuencia el CI es alóctono y se incorporó al Cratón Amazónico, formado para el Proterozoico por las provincias Maroni-Itacaiunas (o Pastora) y Ventuari-Tapajós (o Cuchivero). Estas conclusiones las descartaremos en análisis posteriores.

El contacto de las provincias Pastora-Cuchivero, o Maroni-Itacaiunas con Ventuari-Tapajós, es una gran zona de sutura de dirección N-NW que se extiende desde las proximidades del Río Caura en Venezuela, por más de 3.000 km hacia el Sur hacia Tapajós. A tal zona de sutura la hemos denominado Sutura o Frente Tectónico Caura. Allí también colide con Pastora-Cuchivero la Provincia Imataca.

Para el presente autor, primero se produjo una sutura o cierre del mar Pastora contra un continente, en este caso el Complejo metamórfico de Imataca al Norte y el Complejo de Amapá, luego, al Sur.

Esto debió ser hacia 2.05-1.95 Ga. Después se produjo otra sutura de la Asociación Cuchivero contra el bloque anterior (Imataca+Pastora) y debió ser presedimentación de Roraima, es decir hacia 1.8 Ga o antes.

Ahora bien, **Schulze y otros (2006)** concluyen que la Provincia Cuchivero del Escudo de Guayana, que contiene las kimberlitas diamantíferas intrusivas

en ella de Guaniamo, es subyacida por un manto super-agotado de edad Arqueozoico el cual fue diferenciado o segregado y levantado por procesos de subducción durante el Proterozoico, quizás más de una vez.

El autor propuso **(Mendoza y otros, 2007)** que los granitos de Cuchivero se produjeron por procesos de fusión parcial de material del manto mezclado con rocas intermedias o tonalitas del tipo Complejo granítico de Supamo, y esto concuerda con lo reportado por **Tassinari y otros (1999)** que localizaron granodioritas y dioritas de edad Complejo granítico de Supamo cerca de Las Bonitas, en la provincia Cuchivero, es decir, que el basamento de Cuchivero no fue en efecto el CI sino el Complejo granítico de Supamo o su equivalente.

También el CS fue intrusivo en el CI en la zona de La Esperanza-El Torno Real Corona de la Provincia Imataca, es decir, que allí el basamento del Complejo granítico de Supamo fue el Complejo metamórfico de Imataca, y que por lo tanto el CI no es alóctono, a partir de 2.7 Ga, sino de extensión limitada por el Oeste hasta el Río Caura pudiendo estar su contraparte en el Oeste de África en su equivalente en tiempo el Complejo Kanema-Man, aunque **Schulze y otros (2006)** postulan un basamento mantelar agotado Arqueozoico, o su equivalente basal continental, es decir, CI en Guaniamo al Oeste del Río Caura.

El manto Arqueozoico tiene las mismas relaciones de isótopos iniciales que Imataca, primitiva en la región de Guaniamo. Esto concuerda con el modelo de **Mendoza (1975, 1977)** para la derivación del granito rapakivi de El Parguaza, a partir de una mezcla de material del manto superior con corteza inferior arqueozoica tipo CI.

La edad Sm-Nd extrema más antigua de Imataca **(Figura No. 45)** es 3.41 Ga que se registra en un gneis charnockítico y la edad más joven de 2.6 Ga que se obtuvo en rocas graníticas del Complejo metamórfico de Imataca. Algunos gneises en Gurí dieron edades de solo 2.022 ± 166 Ma, edad de reactivación Transamazónica.

Es posible que la facies regresiva anfibolítica (cordierita-granate-biotita) y hasta de esquistos verdes de los gneises de Gurí, respecto de las granulitas de dos piroxenos de El Pao, esté asociada a este máximo de la Orogenia Transamazónica o, alternativamente, se trate de gneises de más alto grado del Complejo de Supamo, llamados allí gneises de Los Indios, hoy cubiertos por las aguas del embalse hidroeléctrico del Gurí.

Como se dijo antes, para estos autores **(Texeira y otros, 2002),** el Complejo metamórfico de Imataca es un bloque alóctono que se yuxtapuso o montó sobre el bloque Maroni-Itacaiunas (vale decir Pastora) durante el Paleoproterozoico Tardío.

Ya hemos establecido al respecto nuestra teoría de que el CI era autóctono ya antes de formarse Maroni-Itacaiunas, puesto que rocas graníticas del Complejo de Supamo con CRV de El Torno-Real Corona sobre Imataca, lo intrusionaron hacia 2.2 Ga.

Granitos en la Provincia Cuchivero, cerca del Río Caura y al Sur de Las Bonitas arrojaron edades de 2.29 Ga a 2.13 Ga correspondientes a edades y litologías del Complejo de Supamo, basamento de Cuchivero.

Estas últimas edades de La Encrucijada y cercanas a Las Bonitas sugieren que rocas de edad Complejo Granítico de Supamo intrusionaron en el Complejo metamórfico de Imataca y fueron en buena parte basamento, y material del cual se derivaron mayormente, por procesos de fusión parcial con muy poco fraccionamiento, las rocas graníticas y volcánicas comagmáticas de la Asociación Cuchivero.

Lo anterior concuerda también no sólo con las edades del Complejo granítico de Supamo y del Complejo granítico de Bártica, localizados a más de 400 km al Este, con edades de 2.25 Ga a 2.10 Ga **(Gibbs y Olsewski, 1982)** 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, 1995).**

En Dos Carajás, **Sial y otros (1999)** 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, Carajás e Imataca, se formaron por colisión y agregación de pre-existentes microcontinentes, que para Imataca lo postulamos hacia y antes de 2.7 - 2.6 Ga, formando parte del supercontinente que denominamos Guayanensis o Kenorlandia.

Tassinari y Macambira (1999) 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 más tardíamente, durante la orogénesis Transamazónica, entre 2.2-1.95 Ga.

El autor estima por el contrario que tal "collage" fue en el Neoarqueozoico y en todo caso pudo re-suturarse en el Paleoproterozoico durante la orogénesis Transamazónica.

Ya **Ascanio (1975)** había propuesto una idea similar para el origen del Complejo metamórfico de Imataca **(Figura No. 46)** de estar formado por siete o más fajas tectónicas o microterrenos.

De forma similar a lo propuesto en las observaciones de Ascanio, el Superterreno Oriental de Goldfields del Cratón Arqueozoico del Oeste de Australia está formado por, al menos, cinco terrenos, cada uno de los cuales presenta características volcánicas, sedimentarias, tectónicas, de recursos minerales y geocronologías diferentes y distintivas de cada terreno **(Kositcin y otros 2008).** Esos cinco terrenos son los siguientes:

- Terreno Kalgoorlie, que está formado por metabasaltos máfico-ultramáficos, relacionados a pluma de calor (secuencia Kambalda) de zonas cercanas a ridges oceánicos de 2.715 a 2.692 Ma, cubiertos discordantemente por rocas de ambientes de arcos de islas volcanoclásticas félsicas, lutitas, y TTG (secuencia Kalgoorlie) de 2.686 Ma a 2.666 Ma.

- Terreno Gindalbie, formado por volcánicas bimodales de arco de edad 2.693-2.676 coeval con la edad de la Secuencia Kalgoorlie, pero geoquímica y tectónicamente muy diferentes de las rocas del Terreno Kalgoorlie.

- Terreno Kurnalpi, compuesto de sedimentos de aguas marinas profundas y rocas volcánicas y volcanoclásticas máficas a intermedias (Secuencia Kurnalpi), que varían en edad de 2.715 Ma a 2.704 Ma, cubiertas concordantemente por lavas máficas-ultramáficas (Secuencia Minerie).

- Terreno Laverton, formado de rocas volcánicas máficas y ultramáficas, comatiíticas con depósitos de Ni (Secuencia Laverton, de 2.808 a 2.805 Ma).

- Terreno Duketon-Burtville, de rocas volcánicas máficas y ultramáficas de 2.805 Ma.

El Complejo metamórfico de Imataca debe ser re-estudiado con mucho mayor detalle, tanto geológica como geoquímica y geofísicamente, así como tratar de obtener determinaciones radimétricas de U-Pb en núcleos de zircones nada recristalizados y en circones recristalizados, para determinar los diferentes eventos tectonometamórficos y el protolito registrados en esas rocas.

Provisionalmente el autor estima, estar de acuerdo con lo propuesto por **Kositcin y otros (2008)** sobre el Arqueozoico del Oeste de Australia, que el Complejo metamórfico de Imataca (CMI) se compone de varios terrenos o microterrenos de diferentes composiciones litogeoquímicas, diferentes historias metamórficas y edades y que tales terrenos corresponden a los eventos tectónicos de 3.7-3.4 Ga, 3.3-3.0 Ga, 2.9-2.8 Ga, 2.7-2.6 Ga.

Hacia 2.6-2.5 Ga se produjo la amalgamación final de todos estos terrenos para formar el Complejo metamórfico de Imataca (CMI), como parte del supercontinente Kenorlandia (SK). Hacia 2.4-2.3 Ga comenzó a abrirse dicho CMI y hacia 2.0 Ga se volvió a cerrar el CMI con los CRV-TTG de la Provincia Pastora, como parte de la agregación del nuevo supercontinente Atlántica.

Gurí ha sido una zona de sutura que se ha reabierto y sellado varias veces, registrando la historia del CMI.

Debe aclararse que las granulitas y anortositas, de edad Grenville, enriquecidas en Fe-Ti, de 1.000-1.200 Ma. de Garzón y Santa Marta, Colombia, son rocas mucho más jóvenes y evolucionadas rocas (alto Fe-Ti) que las granulitas ultramáficas y anortositas (alto Cr-Mg) de Imataca, de edad > 3.000 Ma, con las cuales no guardan ninguna relación.

ARQUEOZOICO DE ÁFRICA OCCIDENTAL, SUR AMÉRICA Y SU POSIBLE CORRELACIÓN CON EL ESCUDO DE GUAYANA

ÁFRICA OCCIDENTAL

La parte sureña del cratón precámbrico de África Occidental, conocida como Leo Rise, se compone litológica y geocronológicamente de dos partes **(Figura No. 48):**

- Dominio Arqueozoico, representado por el Complejo de Kanema-Man, compuesto de rocas metamórficas de alto grado, intrusiones graníticas catazonales a epizonales y cinturones de rocas verdes.

- Dominio Proterozoico, en el Este, establecido durante el ciclo Birrimian y compuesto esencialmente de cinturones volcano-sedimentarios y cuencas continentales a litorales, cortados por intrusiones graníticas del Birrimian.

En la evolución del Complejo Kanema-Man **(Thiéblemont y otros, 2004)** se distinguen dos ciclos tectónicos, a saber:

- Ciclo Leoninano, con una edad no muy bien definida de cerca de 3.000 Ma, aunque también se registran rocas graníticas gneisicas de 3.200 y aún de 3.400 Ma, caracterizadas por tendencias estructurales NS, en rocas volcano-sedimentarias del Grupo Loko, que suprayacen discordantemente rocas del basamento gnéisico más antiguo, posiblemente de >3.000 Ma, y

- Ciclo Liberiano, con una edad aproximada de 2.700 Ma con tendencias estructurales NNE-SSW en rocas metavolcano-sedimentarias del Supergrupo Kambui, sobre un basamento del Leoniano de 3.100 Ma a 3.200 Ma y hasta de 3.400 Ma.

Rocas de ambos ciclos sufrieron polimetamorfismo y anatexis con fuerte granitización de toda la zona. Tal granitización parece haber ocurrido entre 2.800 Ma a 2.900 Ma. En el flanco oriental del cinturón Limba, el núcleo contiene rocas graníticas, en las cuales algunos circones analizados dieron las edades más antiguas conocidas de Kanema-Man de 3.636 ± 6 Ma.

El Complejo Kanema-Man, en resumen, registra esta historia evolutiva:

- Granitos Eburneano de 2.000 - 2.100 Ma.
- Series Nimba y Simandou, Post-Liberianas, CRV y BIF, de 2.700-2.900 Ma.
- Granitos, TTG, migmatitas y granitización del Liberiano, de 2.800 - 2.900 Ma.
- CRV, gneises y granitos del Leoniano de 3.240 - 3.050 Ma.
- Núcleo pre-Leoniano de Gualemata gneises, gabros, granulitas y granitos de 3.540 a 3.636 Ma.

El tectonismo Eburneano, orogénesis Birrimian (2.200-2.000 Ma) equivalente a la Transamazónica de Guayana, originó alta deformación y metamorfismo (facies anfibolita y granulita) e intrusiones graníticas y sieníticas, en las rocas de edad Arqueozoica. Por ello **Thiéblemont y otros (2004)** concluyen que parte de la deformación y metamorfismo de las rocas de Kanema-Man, atribuidas a los ciclos tectónicos Leoniano y Liberiano de edad Arqueozoica, es mayormente debida al Euburneano, de edad Paleoproterozoica.

En Guinea Oriental, **Egal y otros (2002)** distinguieron tres grandes provincias o dominios en el Precámbrico, a saber:

- Provincia o dominio Arqueozoica compuesta de gneises y rocas graníticas con dos sucesiones meta-volcano-sedimentarias de CRV con BIF: Simandou y Nimba

- Provincia o dominio Paleoproterozoica con la cuenca Siguiri que se extiende hacia el NE en Mali, y

- Un cinturón de rocas graníticas de edad Paleoproterozoico, tipo Andes, que rodean el dominio Arqueozoico y están en contacto con la Cuenca Siguiri.

1. El Dominio Arqueozoico se compone de tres grandes unidades litotectónicas:

Anfibolitas y granulitas de edad pre-Liberiana (> 2.9 Ga). gneises de Mount Nimba dan una edad U-Pb SHRIMP en circones de 3.542 Ma ± 13 Ma y representan la roca de edad más antigua encontrada en Leo Rise.

Rocas graníticas de edad Liberiana (2.800-2.900 Ma). El Batolito Occidental registra una edad U-Pb en circones de 2.650 Ma, mientras que el Batolito Suroriental presenta una edad de 2.800 Ma.

Dos BIF encontradas en las sucesiones Nimba y Simandou, discordantes sobre gneises y rocas graníticas arqueozoicas más antiguas; en circones detríticos de estas BIF se obtuvo una edad por U-Pb de 2.615 Ma.

2. Dominio de la Cuenca Siguiri del Birrimian

El término Eburnean se refiere a todos los eventos metamórficos, tectónicos e intrusivos plutónicos que afectaron rocas del Birrimian de 2.200 a 2.000 Ma. Las rocas del Birrimian son el producto de crecimiento cortal a gran escala, con aportes importantes de material del manto agotado, en un ambiente geodinámico comparado al de modernos arcos.

Tales arcos bimodales fueron luego acrecionados al Cratón de África Occidental **(Pawlig, 2006).** Las rocas del Birrimian muestran características juveniles como baja relación isotópica de Sri (0.700 a 0.703), positivos valores de ∑Nd(t) (2.1 a 4.3).

El límite entre el Arqueozoico y el Proterozoico tradicionalmente se ha identificado como la Falla Sassandra (similar a la Falla de Gurí, en la Guayana Venezolana, que separa el Complejo de Imataca de edad Arqueozoico de CRV y TTG de la Provincia Pastora de edad Proterozoico).

La Cuenca Siguiri (CS) ocupa una extensa área en la parte Norte de Guinea y desaparece debajo de sedimentos de la Cuenca Taoudéni de edad Neoproterozoico. La CS se compone esencialmente de sedimentos marinos detríticos (argilitas y arenas finas, bien escogidas) y, en menor proporción, de rocas volcánicas y piroclásticas félsicas e intermedias, intercaladas localmente con sedimentos e intrusionada por diques aplíticos subvolcánicos. Estas rocas muestran foliación y un metamorfismo muy débil, caracterizado por la presencia común de sericita. En contacto con algunos plutones graníticos se desarrollan esquistos micáceos con andalucita. Dentro de la secuencia volcánica se distinguen varias unidades, tales como el Complejo Niani, las Volcánicas de Kéniero, y otras.

El Complejo de Niani aflora cerca de la frontera con Mali y reporta rocas con edades de hasta 2.211 Ma ± 3 Ma, que es la más antigua edad paleoproterozoica reportada hasta ahora en África Occidental. Estas rocas muestran similitudes geoquímicas con lavas producidas actualmente sobre un arco encima de una zona de subducción.

Las Volcánicas de Kéniero, afloran en contacto con las rocas sedimentarias de la Cuenca Seguiri y son de edades más jóvenes, 2.093 Ma ± 2 Ma, que las rocas volcánicas del CDN.

3. Cinturón de rocas graníticas

Un gran plutón de granodiorita constituye la roca granítica más abundante de este cinturón granítico. La misma rodea el basamento gnéisico de edad arqueozoica y es, a su vez, intrusionada por cuarzo-monzonitas y granitos ricos en potasio y en biotita. Localmente la granodiorita pasa a rocas comagmáticas tipo tonalitas, trondjemitas, dioritas y aún sieníticas. Hacia el SE la granodiorita muestra visibles cristales de clinopiroxeno. Localmente puede ser atravesada por fallas inversas desarrollando importantes zonas miloníticas.

La edad de la granodiorita con clinopiroxeno, considerada también como la edad aproximada de cristalización, es de 2.072 Ma ± 4 Ma. Esta edad corresponde con el tardío Eburneano. Todas las rocas graníticas datadas fuera de Guinea, en particular Ghana, arrojan dos intervalos bien marcados: uno más antiguo de 2.175 Ma - 2.220 Ma y otro más joven de 2.100 Ma – 2.050 Ma. También migmatitas son cercanas a estas últimas rocas graníticas, pero algo más jóvenes (2.050 Ma - 2.020 Ma).

En un diagrama SiO_2 versus FeO/MgO, las granodioritas están relativamente fraccionadas y caen mayoritariamente en el campo calco-alcalino. En un diagrama Zr versus Nb/Zr, se distinguió claramente dos tipos de granodioritas: una derivada del manto, confinada a una zona de subducción, y otro tipo de corteza contaminada, siendo ésta última la más común o abundante. Estas granodioritas calco-alcalinas, con altas relaciones Rb/Ta y La/Nb, etc., y alto contenido de K_20, son del tipo borde activo de los Andes Centrales de Sur América. Por el contrario, las pocas sienitas encontradas muestran más altos contenidos de elementos incompatibles que las granodioritas, y presentan débiles anomalías negativas de Ta y Nb.

BRASIL CENTRO-NORTE

El Cratón Amazónico se compone del Escudo de Guayana al Norte, separado y/o cubierto por la Cuenca del Río Amazonas y del Escudo de Guaporé al Sur. A su vez el Escudo de Guayana (3.700 Ma – 711 Ma o menos) se compone **(Figura No. 31)** de un núcleo menor de edad Arqueozoico, constituido de rocas de alto grado metamórfico, CRV-TTG de edad Paleoproterozoico, formaciones sedimentarias continentales detríticas del Mesoproterozoico y de intrusiones graníticas calco-alcalinas tardío tectónicas a post-colisión y de granitos anorogénicos, rapakivis, con algunas intrusiones de cuerpos alcalinos (carbonatitas, sienitas, complejos alcalinos, kimberlitas).

La parte Sur-Este del Escudo de Guayana está formado por un gran cinturón de rocas magmáticas y sedimentarias de 1.200 km de largo y 400 km de ancho, y es uno de los cinturones más grandes de edad Paleoproterozoico en el mundo.

FIGURA No. 50 Mapa geológico esquemático del Cratón África Occidental *(Tomado de Egal y otros 2002)*

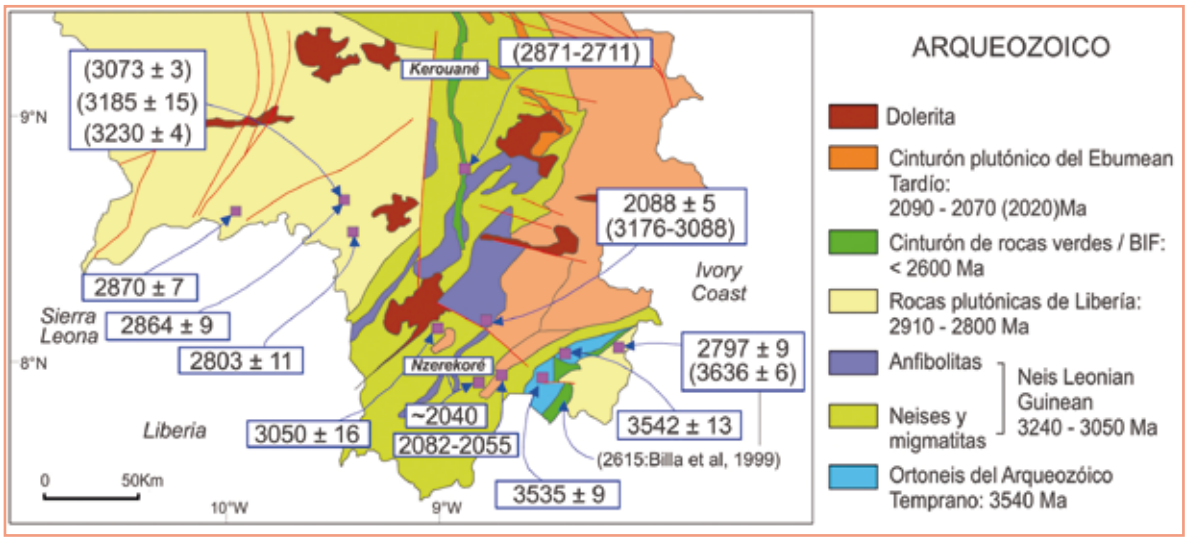


FIGURA No. 51 Mapa geológico simplificado del SE de Guinea mostrando las diferentes unidades litoestratigráficas, y la edad U-Pb Circones, método SHRIMP. Algunas edades "heredadas" están entre paréntesis *(Tomado de Thiéblemont y otros, 2004)*

La formación y evolución de este cinturón tuvo lugar durante la orogénesis Transamazónica, de 2.3 a 1.9 Ga aproximadamente, es decir, en su mayor parte en tiempos Rhyacianos.

Este orógeno ha sido denominado Maroni-Itacaiunas o Transamazónico. Sin embargo, remanentes arqueozoicos han sido encontrados en Venezuela (Complejo metamórfico de Imataca) al Norte; y en el centro-Norte de Pará y centro-Suroeste de Amapá, en Brasil, también conocidos como dominios Jari, Carecuru y Paru **(Rosa-Costa, 2003).**

El Dominio Jari, de unos 100 km de ancho se extiende entre los dominios Cupixi y Carecuru y se compone principalmente de:

- gneises charnockíticos, granulíticos y algunas granulitas máficas del Complejo de Jari Garibas, que
- pasa a facies anfibolita y migmatitas, en transición, a granulitas en el Complejo Baixo Mapari con granitos catazonales de la Asociación Intrusiva Noucouru.
- Cinturones metasedimentarios estrechos de alto grado metamórfico rodean los gneises granulíticos anteriores y son conocidos como Complejo Irataparu (rocas altas en alúmina con desarrollo de gneises sillimaníticos).
- Finalmente, se observan gneises TTG en facies anfibolita, localmente con migmatitas, conocidos como Complejo Guianense.

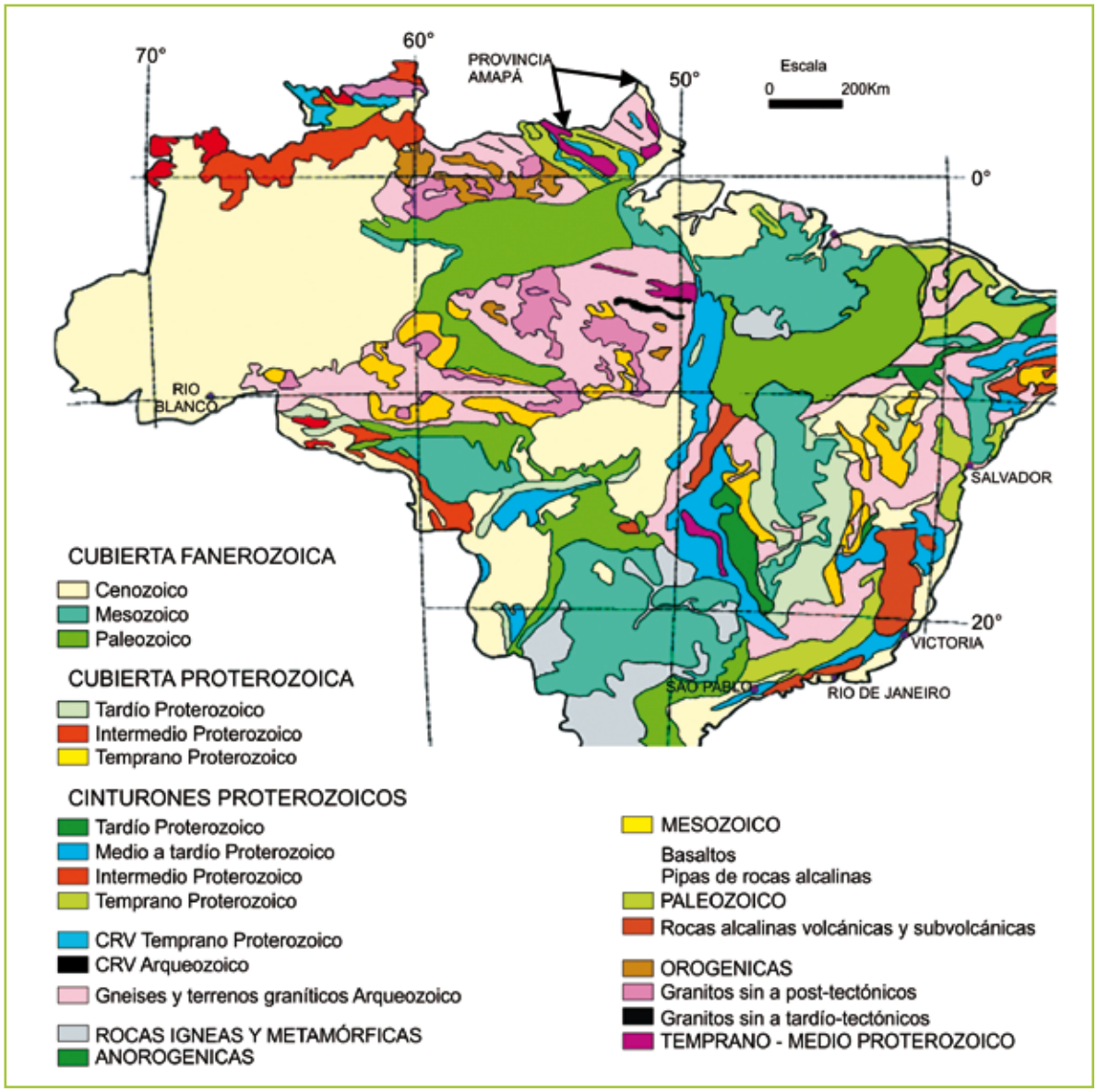


FIGURA No. 52 Mapa esquemático geológico del Brasil *(Tomado de CPRM, 2004)*

Las edades de las rocas del Dominio Jari van desde 3.321 Ma ± 11 Ma por Pb-Pb en circones, de algunos gneises TTG del Complejo Guianense a 2.605 Ma ± 6 Ma de gneises charnockíticos de la Asociación Intrusiva Noucouru.

El Dominio Carecuru se compone, principalmente, de rocas granitoides TTG y potásicas y CRV de edad paleoproterozoicas, como las rocas granitoides del Complejo Paru-Maratiá, de 2.150 Ma ± 1 Ma. La secuencia más supracortical de este dominio la constituye el Grupo Ipitinga que se compone de esquistos máficos y ultramáficos, BIF, cuarcitas y otras rocas metasedimentarias, con una edad de 2.264 Ma ± 34 Ma por Sm-Nd isocrona. Este grupo marca el límite entre el Dominio Jari infrayacente y el Dominio Carecuru.

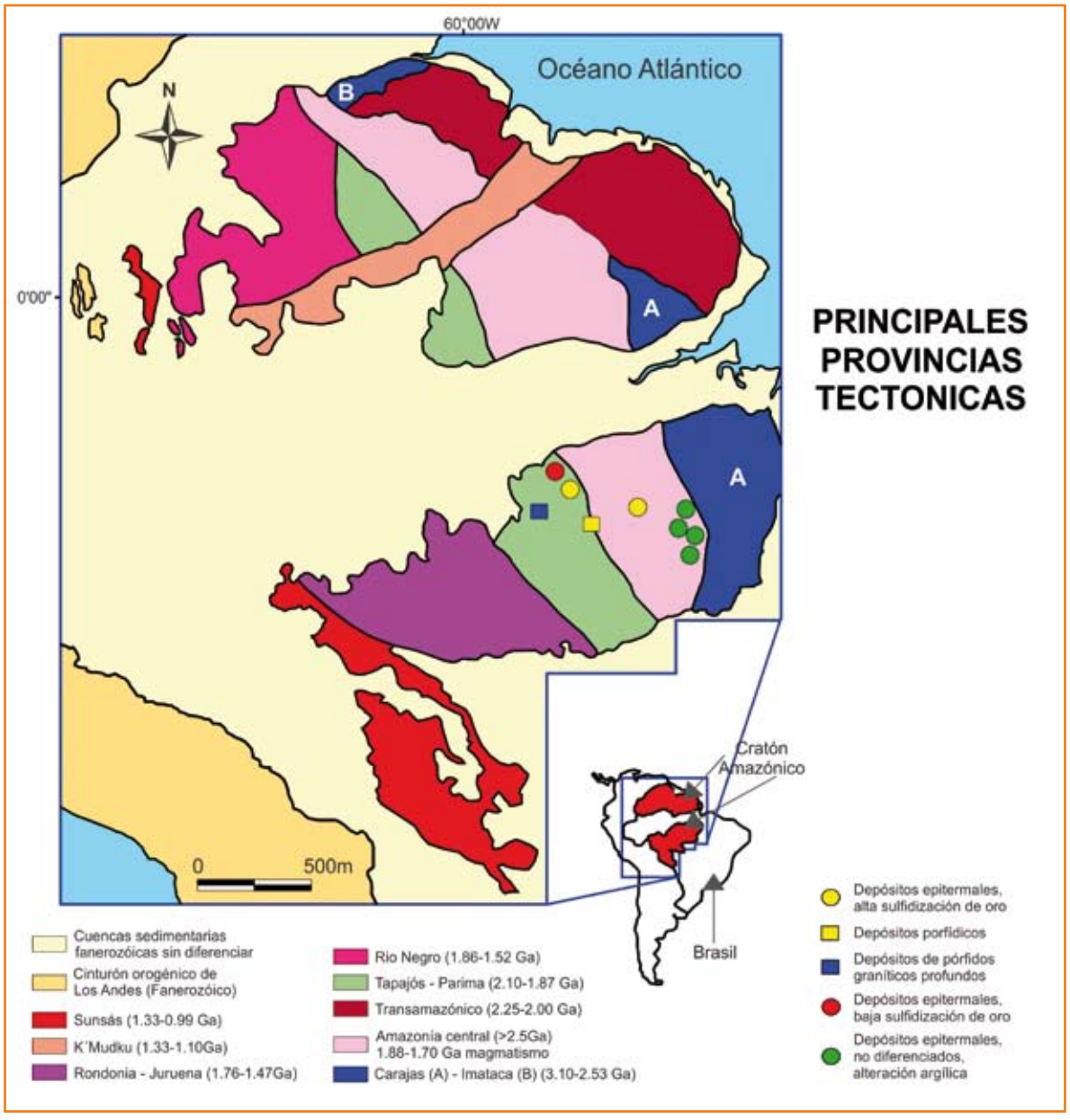


FIGURA No. 53 Provincias geocronológicas del Cratón Amazónico y la localización de las principales mineralizaciones asociadas al magmatismo Uatumá en la región de Tapajós, Brasil *(Tomado de Juliani y otros, 2008)*

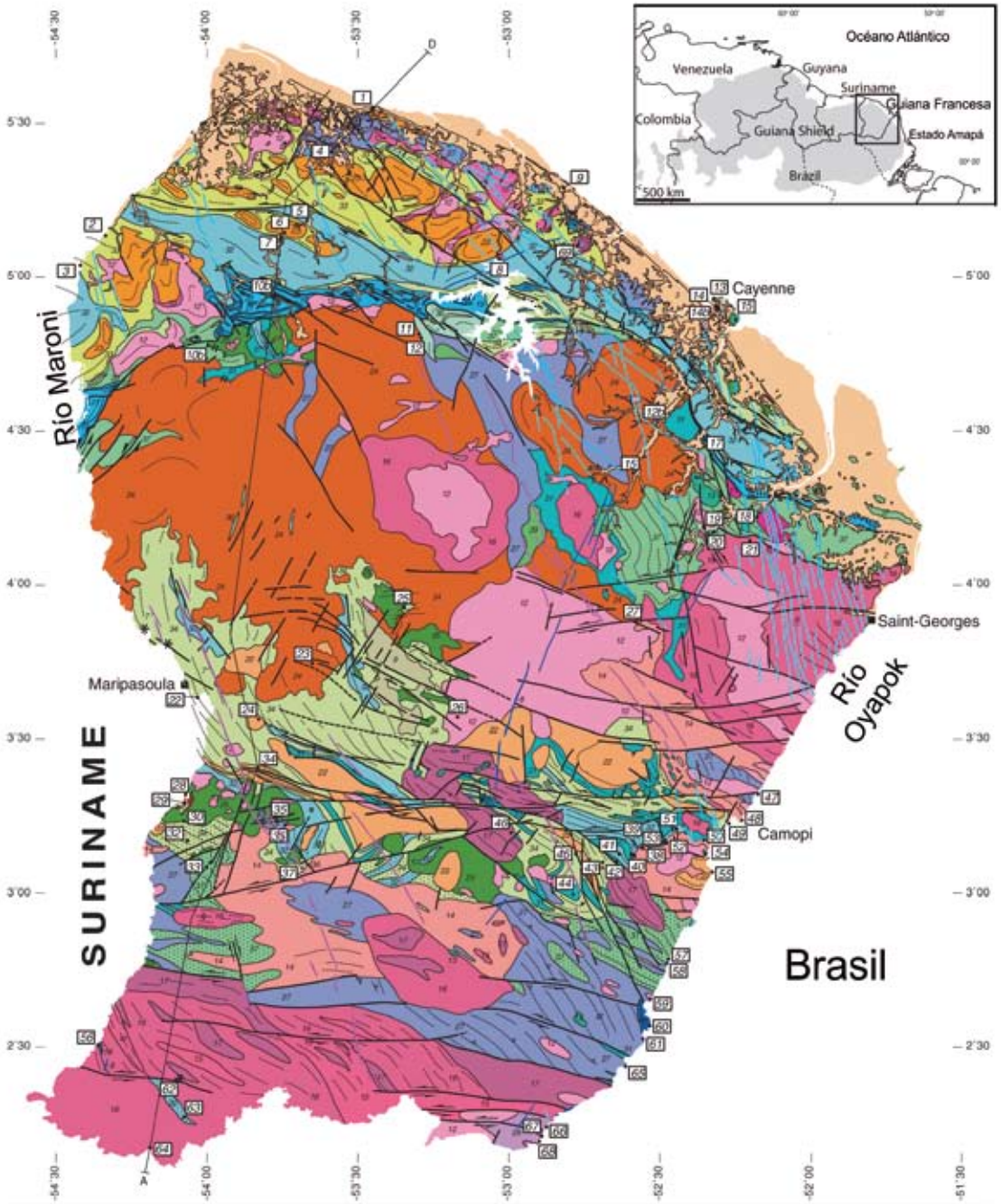
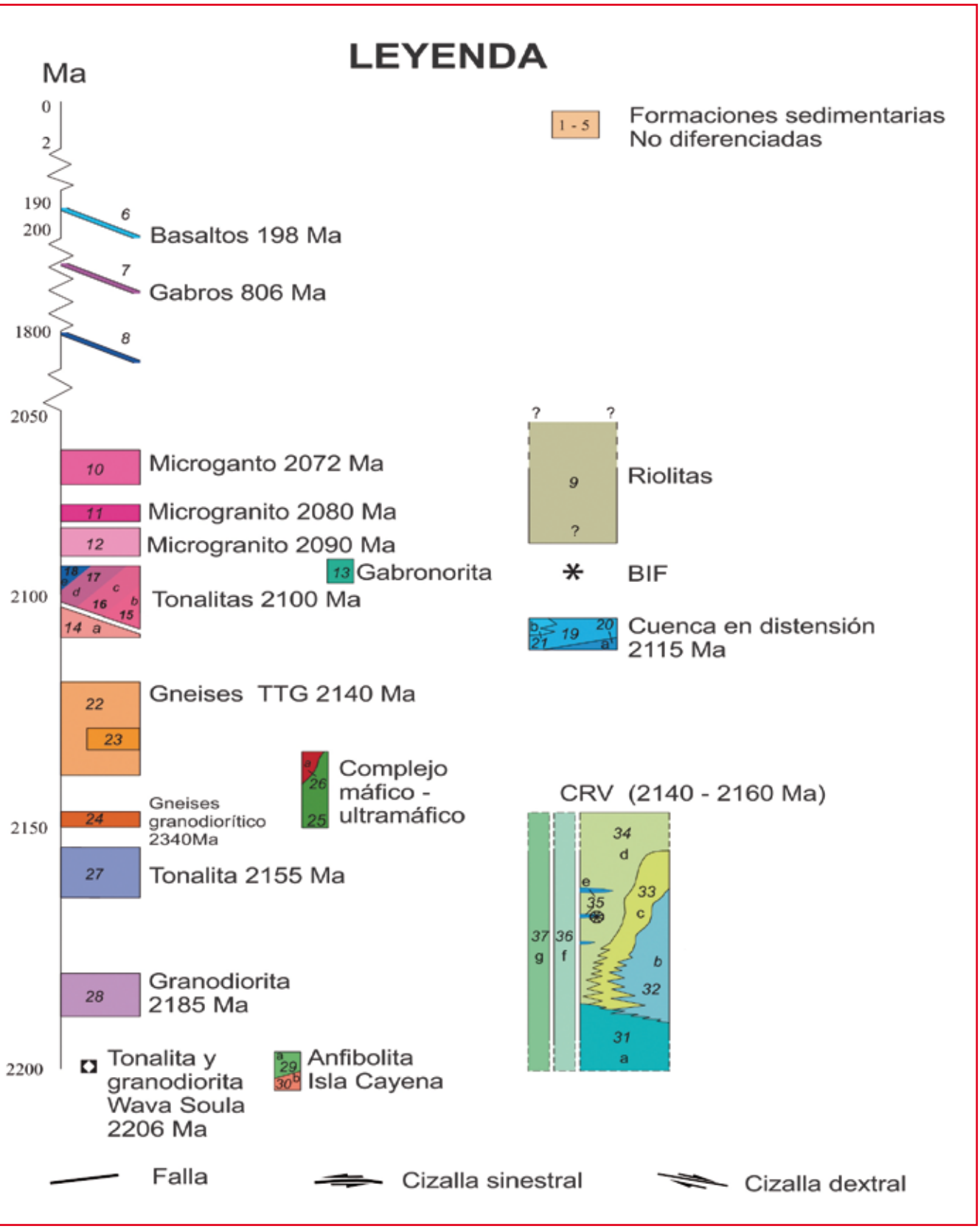


FIGURA No. 54 Mapa geológico de Guayana Francesa-Noreste Brasil *(Tomado de Delor y otros, 2004)*


LEYENDA
Ma
0
2
190
200
1800
2050
2100
2150
2200
1 - 5
Formaciones sedimentarias
No diferenciadas
6
Basaltos 198 Ma
7
Gabros 806 Ma
8
10
Microganto 2072 Ma
11
Microgranito 2080 Ma
12
Microgranito 2090 Ma
13 Gabronorita
Tonalitas 2100 Ma
14 a
15
16
17
18
b
c
d
9
Riolitas
BIF
19
20
21
Cuenca en distensión
2115 Ma
22
Gneises TTG 2140 Ma
23
24
Gneises
granodiorítico
2340Ma
25
26
Complejo
máfico -
ultramáfico
27
Tonalita 2155 Ma
28
Granodiorita
2185 Ma
CRV (2140 - 2160 Ma)
31
32
33
34
35
36
37
Tonalita y
granodiorita
Wava Soula
2206 Ma
29
30
Anfibolita
Isla Cayena
Falla
Cizalla sinestral
Cizalla dextral

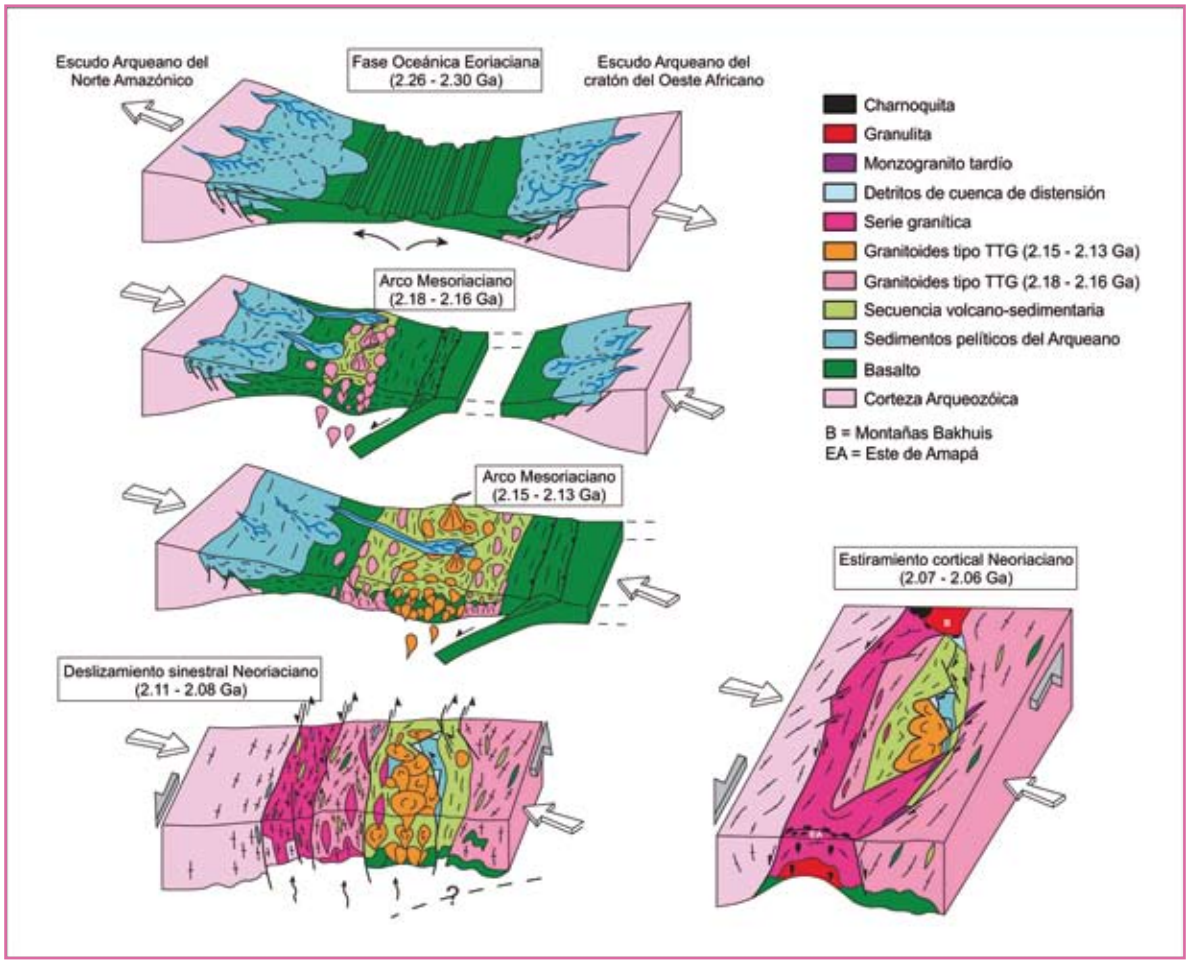


FIGURA No. 55 Modelo de evolución geodinámica de terrenos Paleoproterozoicos de la Guayana Francesa *(Tomado de Delor y otros, 2003)*

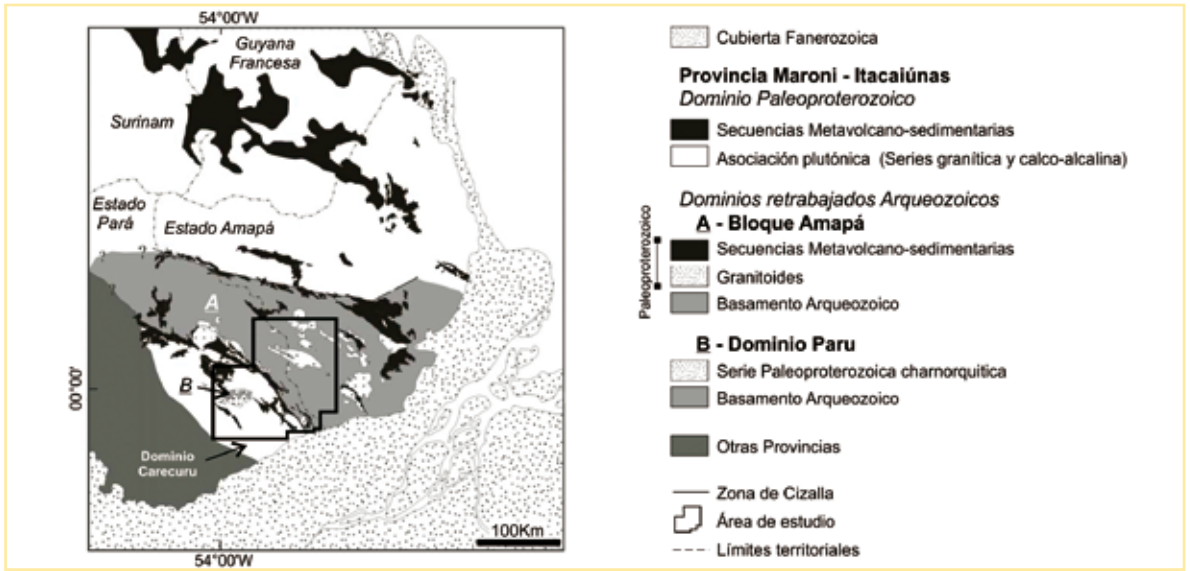


FIGURA No. 56 Mapa esquemático del Sureste del Escudo de Guayana, mostrando los dominios tectónicos paleoproterozoicos y arqueozoicos *(Tomado de Rosa-Costa y otros, 2006)*

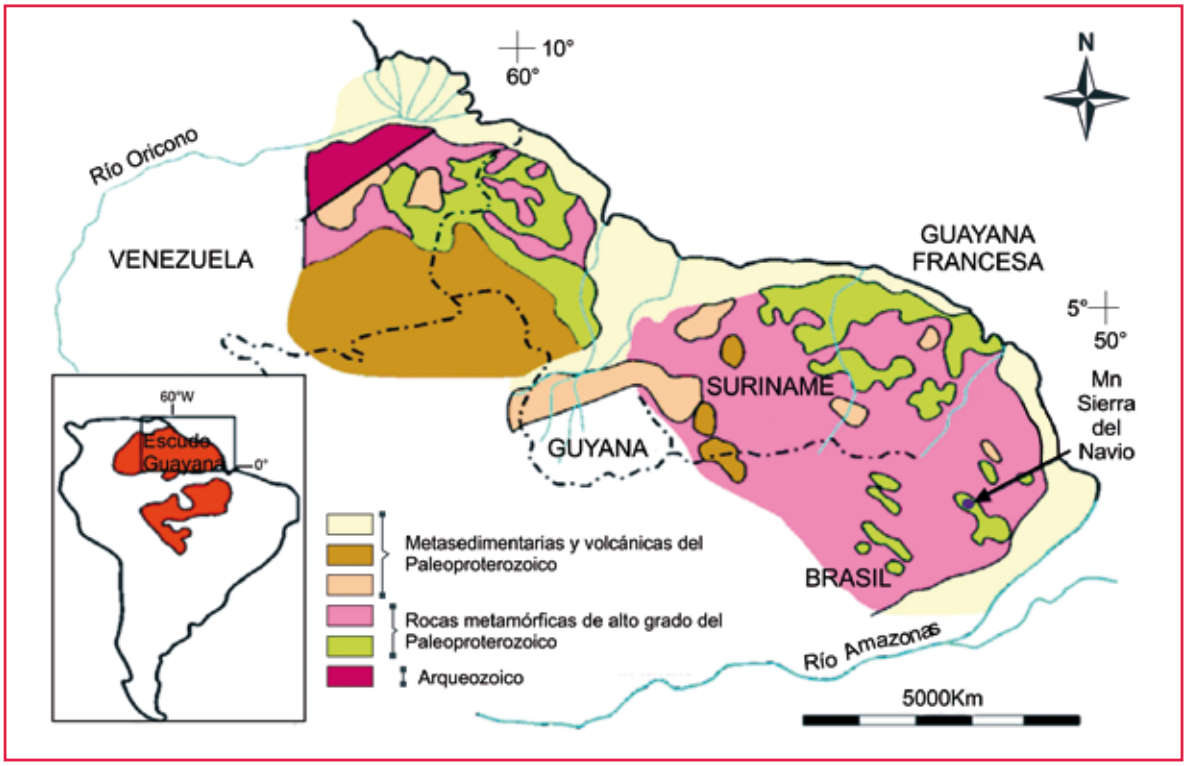


FIGURA No. 57 Mapa geológico simplificado del NE del Cratón Amazónico mostrando las diferentes unidades litodémicas y la localización del depósito de manganeso Sierra del Navio, CRV Vila Nova, Brasil *(Tomado y modificado de Voici y otros, 2001)*

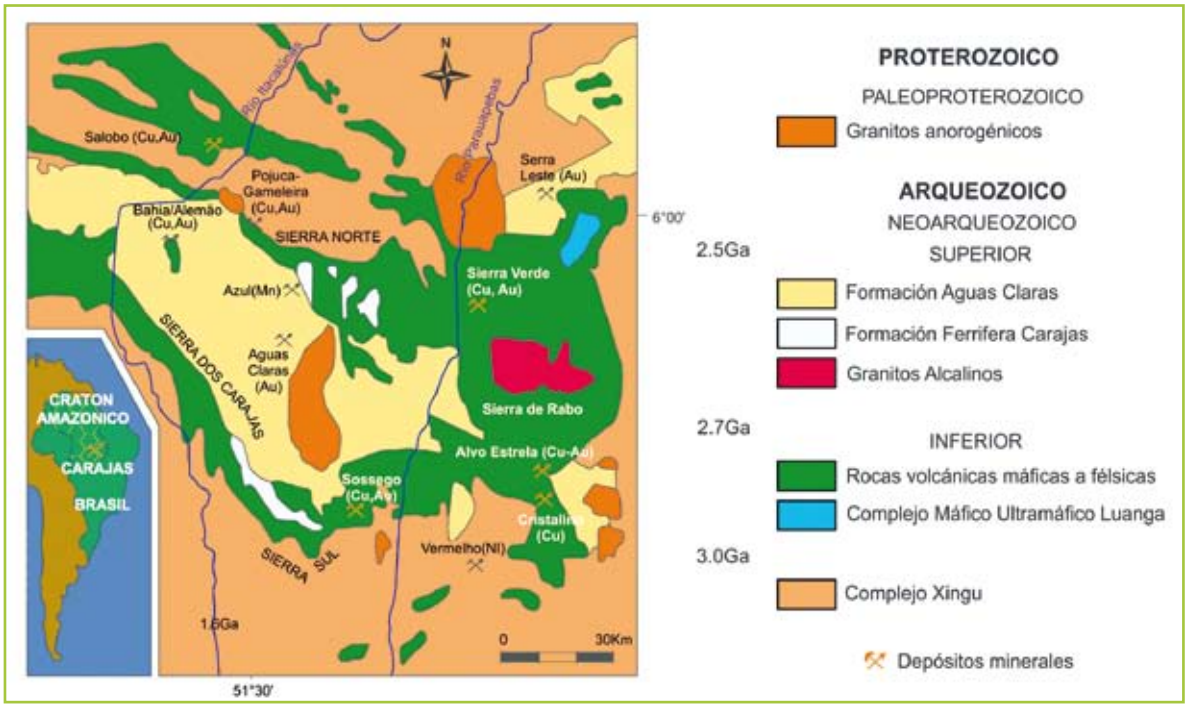


FIGURA No. 58 Mapa geológico resumido de la región de Carajás, Brasil, mostrando la localización de los principales depósitos minerales de esta importantísima provincia metalogenética mundial *(Tomado de Da Costa y otros, 2007)*

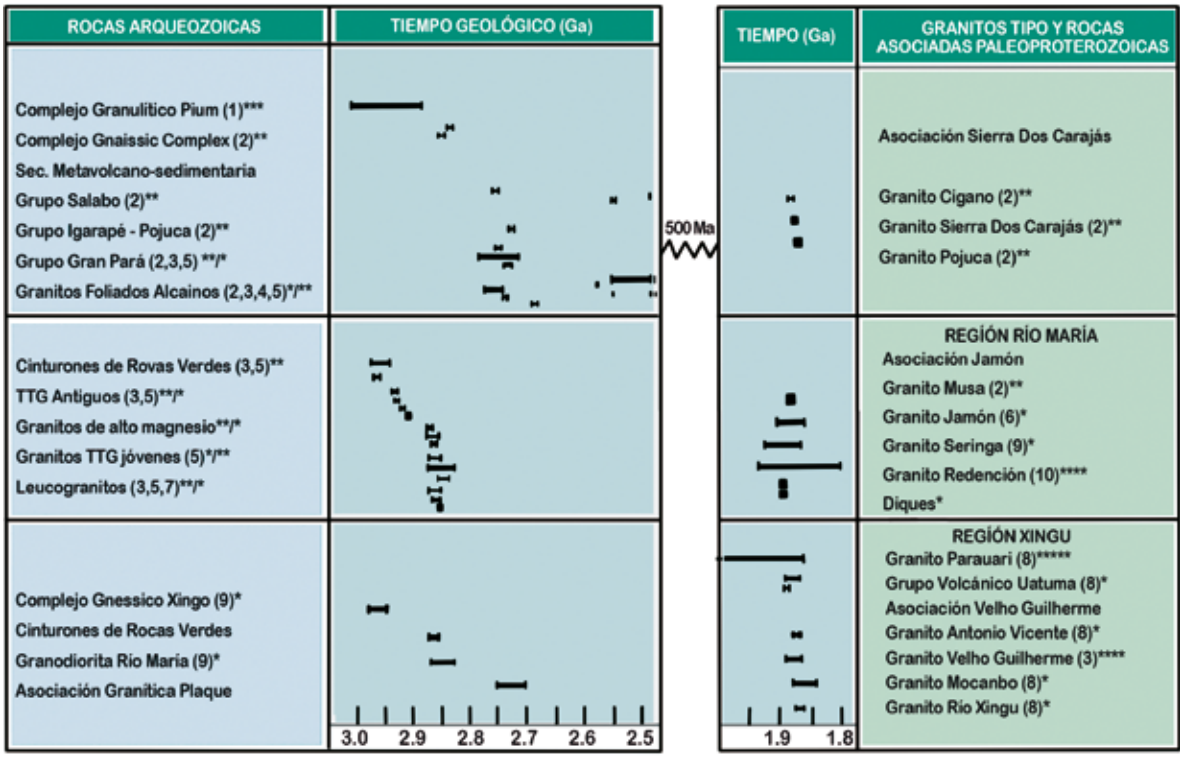


FIGURA No. 59 Resumen de información geocronológica en la provincia metalogenética de Carajás *(Tomado de Da Costa y otros, 2007)*

El Dominio Paru representa un enclave dentro del Dominio Carecuru, y se compone principalmente de rocas granulíticas y charnockíticas del Complejo Ananaí, con una edad U-Pb en circones de 2.597 Ma ± 4 Ma con componentes menores intrusivos de composición charnockítica y granitos de altas temperaturas, mesopertíticos, de edad paleoproterozoica (2.16 Ga a 2.06 Ga).

El Escudo de Guaporé se encuentra en el Sureste en la Provincia Mineral de Carajás (3. Ga -2.5 Ga), terrenos del Proterozoico (2.25 Ga a 0.9 Ga) originados durante varios episodios de acreción costral continental y/o retrabajamientos.

A su vez, Carajás ha sido subdividido en dos dominios, con diferentes litologías y características tectónicas y de recursos minerales: A. Terrenos de Carajás al Norte, y B. Terrenos de Río María al Sur.

ESCUDO DE GUAYANA EN EL NORTE DE BRASIL

Las principales unidades litotectónicas en el Este del Escudo de Guayana (EEG) en Amapá, Norte de Brasil, y el Sur de Guayana Francesa, son las siguientes:

- Complejos metamórficos de alto grado
- CRV y otras unidades supracostrales
- Rocas graníticas, mayormente TTG, y migmatitas asociadas

Las rocas de alto grado metamórfico, granulitas, están en Amapá Central, y su principal referencia es la Asociación o Complejo Tartugal Grande, el cual consiste en esencia de gneises félsicos y granulitas con ocurrencias menores de rocas metasedimentarias y máficas, anfibolitas y granulitas.

La edad de dos granulitas de Tartugal o Amapá Central por U-Pb en circones es de 2.58 Ga -2.60 Ga **(Avelar y otros 2003; Lafon y otros, 2006).** También en Amapá Central se han datado rocas por

Pb-Pb y Sm-Nd entre 3.29 Ga y 2.92 Ga, pudiendo implicar el inicio del crecimiento de corteza continental más antiguo para Amapá hacia 3.3 Ga - 2.9 Ga, muy similar o equivalente al de Imataca.

La edad obtenida en circones de cuarcitas y meta-granitoides en el Río Camopi es de 2,77 Ga a 3.19 Ga, lo que implica que el Arqueozoico no se limitaba al actual Central Amapá sino que se extendía hasta, por lo menos, el Sur de la Guayana Francesa.

De hecho, algunos gneises del Sur de Guayana Francesa dieron una edad U-Pb en circones de 2.85 Ga **(Avelar y otros, 2003),** coincidente con la edad de un gneis tonalítico de Amapá Central, con la misma edad de 2.85 Ga.

Hasta dónde se extiende el Arqueozoico en Amapá y dónde se inicia el Paleoproterozoico, es aún materia de controversia, y se aseguró que fuera **(Tassinari, 1996)** en el Río Oyapock, pero lo cierto es que a ambos lados de ese río aparecen rocas de edad Arqueozoico. Por otro lado, hacia Pará, en límite con Amapá, se localizan rocas de edad Arqueozoico de 2.58 Ga a 2.80 Ga.

El que muchas granulitas y charnockitas arrojen edades del Paleoproterozoico, sólo indica que parte de ese núcleo arqueozoico fuera fuertemente retrabajado y reequilibrado isotópicamente durante la Orogénesis Transamazónica, pero lo que no parece compatible es la coexistencia de CRV en facies EV a epidoto-anfibolita con rocas en facies anfibolita alta y granulita, e incluso granulitas de superalta temperatura, ambas con la misma aparente edad metamórfica.

En resumen, Amapá Central, aunque muy retrabajado por la orogénesis Transamazónica del Paleoproterozoico, todavía deja rocas menos retrabajadas, granulitas, gneises, cuarcitas y rocas graníticas, que dan varias edades y señalan un trend evolutivo muy provisional aún:

- 3.29 Ga - 2.92 Ga: Principio del crecimiento inicial de la corteza continental en esa zona de Amapá Central-Sur de la Guayana Francesa, que se extiende al Norte hasta el Complejo metamórfico de Imataca.
- 3.19 Ga – 2.77 Ga Pb-Pb en circón de la cuarcita de Camopi, que indica la edad de las rocas fuentes.
- 2.85 Ga (2.849 Ma ± 6 Ma) por Pb-Pb: edad del protolito de las granulitas y anfibolitas.
- 2.24 Ga - 2.0 Ga, implica lo siguiente: **A** dos edades diferentes para Amapá, de migmatización y granulitización ¿?, o **B.** la edad de granulitización en Amapá Central hacia 2.6 Ga y la edad de retrabajamiento intenso del Transamazónico entre 2.24 y 2.0 Ga. El autor favorece esta última posibilidad.

La secuencia de CRV en Amapá está representada por el Grupo Vila Nova (GVN) **(Figura No. 53),** y en la Guayana Francesa (GF) por el Grupo Paramaca, con trends WNW-ESE. El GVN se compone de meta-volcano-sedimentarias, anfibolitas máficas y ultramáficas, cuarcitas, esquistos, gneises de Sierra Lombarda, esquistos y meta-volcano-sedimentarias de Tartarugalzinho, metaconglomerados, BIF, BIM_n, mármoles **(McReah y otros, 2006).**

Algunos autores consideran la secuencia de mayor grado metamórfico de la Isla Cayena (de edad por Sm-<Nd de 2.11 Ga ± 0.90 Ga) de la GF como equivalente de mayor grado metamórfico de la secuencia de Paramaca. En el Sur el CRV de Ipitinga arroja una edad 2.264 Ma ± 34 Ma por Sm-Nd.

Las rocas graníticas, mayormente de la asociación TTG, se agrupan en dos tipos, según su edad:

- los más antiguos o Granitos Guayaneses de 2.22 Ga - 2.16 Ga y
- los granitos más jóvenes o Granitos Caribes, de 2.15 Ga a 2.10 Ga.

Aparentemente, la Orogénesis Transamazónica marcó un notable declive final en temperatura (550ºC a 200ºC) entre 2.08 Ga y 1.76 Ga. Es decir, que la colisión y cierre oceánico en esta parte debió ocurrir algo antes de 2.08 Ga, o sea hacia 2.1 Ga, aproximadamente.

La configuración presente de los dominios de Jari, Carecuru, Paru y Amapá Central son el resultado de una compleja evolución, de múltiples adiciones y crecimientos, colisiones y retrabajamientos.

La evolución de la corteza en el Dominio Jari, por ejemplo, comenzó en el Paleoarqueozoico (3.3 o más Ga) y se continuó hasta el Paleoproterozoico (2.1 Ga). Actividades magmáticas y adiciones de corteza juvenil son registradas por geocronología de circones en 3.32 Ga, 2.79 Ga y 2.6 Ga, siendo los de mayor crecimiento estos últimos de edades Meso y Neoarqueozoica.

Durante el Transamazónico, los procesos geodinámicos se relacionan especialmente a retrabajamiento de los terrenos antiguos arqueozoicos, con poco o menor aporte de acreción juvenil a la corteza (rocas graníticas de 2.2 Ga a 2.03 Ga).

Contrariamente, el Dominio Carecuru se desarrolló con más fuerza en el Rhyaciano, con aporte de material juvenil, magmas calco-alcalinos, de 2.28 Ga a 2.10 Ga, en dos pulsos diferentes: 2.28 Ga-2.18 Ga y 2.15 Ga a 2.10 Ga. Sin embargo, núcleos o remanente arqueozoicos de 2.8 Ga demuestran que estas adiciones se efectuaron sobre un borde continental activo, más antiguo, vía arco magmático o arco de islas luego adicionado a tal antiguo borde continental.

Dada la presencia de CRV-TTG en ese dominio, la alternativa de ambientes de islas con aportes calco-alcalinos juveniles, luego adicionado por colisión de arco de islas-continente, son los preferidos por el autor, sin olvidar que después de todo pudo haber magmatismo calco-alcalino también juvenil, de arco magmático, previo al cierre final oceánico.

El bloque Amapá representa un bloque continental, más que una continuación de Carajás hacia el Norte. Ambos parecen ser totalmente independientes. Mientras no hubo un marcado período magmático entre 2.8 Ga y 2.6 Ga en Amapá, se desarrollaban CRV-TTG en cuencas "riftadas" oceánicas en Carajás. Sin embargo, al Norte de Carajás se localiza un extenso cinturón de arco magmático de edad Paleoproterozoico, lo cual puede interpretarse como una extensión de Carajás al Norte, hacia el borde Sur de Amapá, pero durante el Paleoproterozoico.

Este cinturón es parte del Dominio Carecuru, de arcos magmáticos desarrollados durante el Transamazónico. De forma similar, el bloque arqueozoico de Tartarugalzinho tiene su extensión que va del Norte al Sur de la Guayana Francesa donde se encuentran edades TDM modelo de 2.75 Ga a 2.39 Ga, o participación de corteza arqueozoica en rocas calco-alcalinas graníticas de 2.18 Ga a 2.28 Ga.

Por lo tanto, para **Rosa-Costa y otros (2004)** el ciclo orogénico Transamazónico lo visualizan como un ciclo responsable acrecionista, para la adición y fusión de varias masas continentales arqueozoicas, tales como Carajás, Imataca, Amapá, Kanema-Man y otros del sistema de arco (continentales y oceánicos), donde el retrabajamiento y acreción de corteza continental jugaron papeles mayores; esto condujo al desarrollo de un extenso cinturón de edad Paleoproterozoico y, por ello, casi todos estos bloques continentales arqueozoicos sufrieron algún retrabajamiento durante el Transamazónico.

El autor de este trabajo, afirma todo lo contrario de **Rosa-Costa y otros (2004).** Estima que todos estos bloques arqueozoicos de Imataca, Amapá, Paru, Carajás, Kanema-Man y posiblemente Kanuku, Cayena y otros terrenos, formaban parte, por colisiones y adiciones diversas ocurridas durante el Meso y Neoarqueozoico, del gran Supercontinente Kenorlandia o Guayanensis (soldado y amalgamado hacia 2.7-2.6 Ga, por una gran pluma de calor como lo sugiere fuertemente el universal evento comatiítico de 2.705 Ma).

Tal supercontinente, por la acción, quizás de otra gran pluma de calor en tiempos post 2.5 Ga, comenzó a disruptarse hacia 2.4-2.3 Ga (comienzos del ciclo orogénico Transamazónico), y en esos nuevos océanos se desarrollaron los CRV-TTG del Paleoproterozoico, los cuales se cerraron hacia el final del Ciclo Transamazónico (2.1-2.0 Ga), colidiendo y chocando tales arcos de islas contra los bordes continentales de Imataca, Amapá, Carajás, Kanema-Man, etc.

Magmatismo calco-alcalino, tipo Andes, adicionó (1.95 Ga - 1.75 Ga) grandes volúmenes de corteza juvenil a estos amalgamados núcleos arqueozoico + CRV y TTG paleoproterozoicos, post-colisión de tales arcos de islas paleoproterozoico, con restos o bloques continentales arqueozoicos.

Fraga y otros (2008) refieren que el Cinturón Cauarane-Coeroene (CCC) es parcialmente un cinturón de granulitas, anfibolitas y migmatitas, en la parte Norte del Cratón Amazónico, representado por el Grupo Cauarane y los gneises de Murupu, que se prolonga en el Complejo Kanukú de Guyana, que a su vez sigue con el Grupo Coeroene de Suriname.

Este CCC representa el límite entre dos dominios diferentes:

- Dominio Norte con granitos y CRV de edad 2.22 Ga - 2.08 Ga y terrenos de edad Arqueozoico y Rhyacianos, parcialmente reciclados y retrabajados hacia 2.05 Ga, y
- Dominio Sur, que es un extenso terreno, con un basamento sólo localmente preservado, pero con un predominio de rocas volcano-plutónicas félsicas, tipo Cuchivero de edad 1.87 Ga - 1.81 Ga. En sus proximidades, el Complejo Anauá de 2.03 Ga de edad representa remanentes de arcos magmáticos continentales.

Fragá y otros (2008) interpretaron que este CCC en respuesta a movimientos transcurrentes y de cizalla, luego del evento de colisión de los arcos de Anauá y Trairâo con bloques continentales de edades Rhyacianas y del Arqueozoico, fue subsecuentemente cerrado durante el proceso de colisión.

Delor y otros (2003) también dicen que el magmatismo granítico ocurrió como una respuesta al cierre de los océanos donde se desarrolló la actividad de los arcos de islas durante el Transamazónico, con una evolución desde el Sur dirigida por subducción y fallamiento inverso de bajo ángulo hacia 2.098 Ma ± 2 Ma, coincidente con nuestra propuesta de cierre oceánico hacia 2.10 Ga.

El magmatismo Cuchivero-Parima-Tapajós se desarrolló entre 1.98 Ga a 1.80 Ga aproximadamente, con un máximo de emplazamiento hacia 1.864 Ma ± 4 Ma como se detectó en la región diamantífera de Guaniamo **(Shulze y otros, 2005)** y tales intrusiones post-colisión, se iniciaron unos 75 Ma a 100 Ma después del cierre oceánico antes referido, estimado en 2.1 Ga-2.0 Ga.

También la Asociación granítica Velho Guilherme, equivalente del "grupo" Uatumá, correlativo con Cuchivero, arroja edades equivalentes de Cuchivero, de cristales de circón por Pb-evaporación de 1.867 Ma ± 4 Ma, 1.862 Ma ± 16 Ma y 1.866 Ma ± 3 Ma para los granitos con estaño

de Antonio Vicente, Mocambo y Río Xingú, respectivamente, intrusivos en la Provincia Mineral Carajás **(Texeira y otros 2002).**

Esto nos lleva a concluir que existió un gran arco magmático que se extendía desde el Río Xingú actual al Río Cuchivero actual, tipo Andes hacia 1.860 Ma - 1.870 Ma, posiblemente paralelo a los Andes Suramericanos y distante tal cadena cordillerana proterozoica de los Andes actuales, en unos 2.500 km o más.

El océano paleoproterozoico debió haberse originado hacia 2.208 Ma ± 12 Ma con rocas máficas, CRV-TTG (2.2 Ga - 2.13 Ga) según **Avelar y otros (2003).** No parece ilógico pensar que Imataca se continuaba en Kanema-Man, en una dirección EW, y hacia Amapá-Carajás en la otra dirección NS, como un gran bloque continental Guayanensis, parte de ese gran supercontinente Kenorlandia.

Fueron los arcos de islas y los arcos magmáticos los que aumentaron progresivamente por colisiones las áreas iniciales continentales, que en sus orígenes representaban arcos de islas y microcontinentes, y que se fueron adicionando y amalgamando tectónicamente los unos a los otros, por la acción de tectónica de placas modificadas consecuentemente en los comienzos por la relativa abundancia de plumas de calor. Más al Sur-Central **(Fraga y otros, 2006),** se identificaron granitos tipo A2, de 1.94 Ga con magnetita, foliados; y granitos tipo A1, con illmenita, masivos. Ambos con altas relaciones Ga/Al; alto contenidos de Rb, Ga, Zr, Th, N Y y REE y bajo de Sr, Zr, Y.

De acuerdo con estudios paleomagnéticos y determinac iones de edades **(Théveniaut y otros, 2006),** la Guayana Francesa y posiblemente el Escudo de Guayana se localizaban hacia la latitud o línea del Ecuador desde 2.155 Ma a 2.130 Ma durante el Meso-Rhyaciano. Luego del cierre oceánico, durante el Eoherciniano y la colisión del Oeste de África con el Cratón Amazónico, el Escudo de Guayana comenzó a moverse. La primera gran evolución o movimiento hacia los 60º de latitud, ocurrió después de 2.080 Ma y el Escudo de Guayana alcanzó la posición del polo hasta el 2.050 Ma; comenzó entonces su movimiento hacia el Sur y alcanzó de nuevo la posición del Ecuador hacia 1.970 Ma, cuando se inició el emplazamiento magmático de rocas volcánicas y plutónicas graníticas, en un borde continental activo, tipo Andes, de Cuchivero-Parima-Tapajós.

Basados en edades Ar-Ar en anfíboles, **Théveniaut y otros (2006)** estimaron una deriva continental entre 12 a 16 cm/año para el Meso al tardío Rhyaciano y un coeficiente de deriva menor de 9 a 14 cm/año hasta el Orosiriano.

BRASIL CENTRAL

La Provincia Metalogenética Carajás (PMC), **Figura No. 54,** se compone de dos terrenos, completamente distintos en edades, tectonismo, tipos de granitoides y ambientes tectónicos de formación, y de una zona de transición entre ellos **(Dall`Agnol y otros, 2006):**

- Terreno Río María (TRM): compuesto de CRV-TTG, 3.0-2.86 Ga, intrusionado por granitos Paleoproterozoicos de 1.88 Ga, Granito Musa y Granito Jamón
- Terreno Cuenca Carajás (TCC): compuesto de rocas de alto grado metamórfico (granulitas, anfibolitas y migmatitas) gneises graníticos TTG y terrenos metavolcano-sedimentarios con restos de CRV-TTG, atravesados de intrusiones graníticas arqueozoicas sub-alcalinas y proterozoicas, tipo-A (1.88 Ga).
- Terreno de transición entre TRM y TCC: está poco estudiado, pero parece ser restos del TRM intensamente afectados por los eventos magmáticos y orogénicos del TTC, o representa un terreno mezcla del choque y amalgamación de estos dos terrenos.

Dall´Agnol y otros (2006; 2008) distinguen siete tipos de rocas graníticas en la PMC, distribuidos en dos grupos, seis de ellos de edad Arqueozoico y un tipo de edad Paleoproterozoico, intrusivos en los TRM y TCC, como se indica a continuación:

Granitos intrusivos en el TRM:
- Granitoides TTG, más antiguos, de 2.98 Ga a 2.93 Ga
- Leucogranitos o granitos alaskíticos, de 2.93 Ga - 2.86 Ga
- Granodiorita de Río María y sanukitoides, de 2.87 Ga
- Granitoides TTG más jóvenes, de 2.87 Ga

Granitos intrusivos en el TCC:
- Asociación granítica Palaque de 2.73 Ga
- Granitos foliados, subalcalinos, de 2.75 Ga

Los granitos anorogénicos (séptimo tipo de granitos en la PMC), afloran indistintamente en el TRM y en el TCC.

Con base en las diferencias en oxidación-reducción, o contenido de magnetita, o susceptibilidad magnética (SM), **Dall´Agnol y otros (2006)** distinguieron tres subtipos de granitos anorogénicos:

a. Con alta SM, granitos oxidados, mineralizados con W, como el Granito Jamón,

b. Con moderada SM, mineralizaciones de Cu, Au y Mo, como la Asociación granítica de la Sierra de Dos Carajás y

c. Con baja SM, mineralizados con Sn, columbita-tantalita, reducidos, como la Asociación Velho Guilherme.

En la Región de Dos Carajás, **Dall´Agnol y otros (2006)** distinguieron cuatro asociaciones graníticas, que son:

1. Asociación granítica de la Sierra Dos Carajás
   - Granitos de Cigano, de 1.833 Ma ± 2 Ma por U-Pb en circones
   - Granitos SDC, de 1.880 Ma ± 2 Ma por U-Pb en circones
   - Granitos de Pojuca de 1.874 Ma ± 2 Ma por U-Pb en circones

2. Granitos relacionados en el Depósito Estrela
   - Cuarzo diorita, de 1.881 Ma ± 5 Ma por U-Pb en circones
   - Episienita porfídica, de 1.875 Ma ± 1.5 Ma por U-Pb en monacita

3. Granitos relacionados en el Depósito Breves
   - Granito, de 1.879 Ma ± 6 Ma, por U-Pb en circones
   - Granito biotítico, de 1.879 Ma; ± 11 Ma por U-Pb en circones
   - Granito fayalítico de 1.853 Ma ± 8.6 Ma por U-Pb en circones

4. Asociación Granítica Jamón:
   - Granito Musa, de 1.883 Ma ± 5 Ma por U-Pb en circones
   - Granito Jamón de 1.885 Ma ± 32 Ma por U-Pb en circones
   - Granito Seringa de 1.893 Ma ± 15 Ma por U-Pb en circones
   - Granito Redencao de 1.870 Ma ± 68 Ma por U-Pb, roca total.

Terreno de Dos Carajás:

Cuatro dominios y terrenos **(Alhoff y otros, 2000)**

1. Terrenos de alto grado metamórfico:
   - Complejo Pium: granulitas félsicas y máficas y rocas asociadas, de edad Pb-Pb roca total de 3.050 Ma ± 114 Ma
   - Complejo Xingú: gneises tonalíticos a granodioríticos y migmatitas, con edades de U-Pb en circones de 2.859 Ma ± 2 y 2.852 Ma ± 4 Ma.

2. "Supergrupo" Itacaiunas (se sugiere al menos utilizar Superasociación Itacaiunas):
   - Grupo (o Asociación) Gran Pará: volcánicas bimodales y BIF, cubiertas por rocas meta-volcanosedimentarias que contienen manganeso (Depósito Azul), Au-Cu (Depósito Bahía), Au-Pt (Depósito Sierra Pelada). La edad mínima de esta asociación corresponde a la de meta-riolitas de 2.759 Ma ± 2 Ma, por U-Pb en circones.
   - Grupos (o Asociaciones) Salobo y Pojuca: representan remanentes de CRV, formados por meta-basaltos, BIF, y meta-sedimentarias clásticas, con concentraciones de Cu, Au, Ag, Mo. Rocas alcalinas, como de la Asociación Piqué son intrusivas en ellas y en el Complejo Xingú, con una edad Pb-Pb de 2.729 Ma ± 29 Ma.

3. Formación Aguas Claras:
   Suprayace al Supergrupo Itacaiunas, y se compone de meta-arcillolitas, limolitas y areniscas. Circones detríticos por U-Pb dieron edades variables, indicando posibles fuentes diferentes, de 2.77 Ga a 3.02 Ga, pero edades U-Pb en circones de meta-volcanopiroclásticas, contemporáneas con las metasedimentarias, dieron una edad 2.681 Ma ± 5 Ma. Esta edad se corresponde con algunas edades de sills y cuerpos gabroides intrusivos en esta secuencia, de 2.645 Ma ± 12 Ma,

4. Intrusiones graníticas:
   - Granitos intrusivos en Itacaiunas: con una edad U-Pb en circones de 2.560 Ma ± 37 Ma
   - Complejo granítico La Estrella: rocas granitoides, tipo A (?) por Rb-Sr roca total isocrona de 2.527 Ma ± 68 Ma
   - Granito Viejo Salobo: con una edad U-Pb en circones de 2.573 Ma ± 2 Ma

Mineralizaciones

Los depósitos de oro y platinoides de Serra Pelada, provincia de Carajás, SE del Cratón Amazónico, en Brasil, se localizan en el cierre de un sinforme de la Formación Río Fresco (2.68 Ga) dentro del CRV de Itacaiunas, de edad 2.76 Ga que está formado por rocas metavolcano-sedimentarias.

La Formación Río Fresco se compone de una secuencia plataformal de cuarcitas, mármoles y meta-limolitas calcáreas y carbonáceas contenedoras de la mineralización. Estas rocas yacen discordantes sobre el CRV y grupo Río Novo (2.9 Ga) compuesto de metabasaltos, BIF y esquistos ultramáficos.

La mineralización de Au-Pd-Pt está hospedada en metalimolitas carbonosas y calcáreas, de esta formación, pero también se observa asociada a brechas hidrotermales magnetíticas, con intensa alteración caolinita-sericita y jasperoides. Sin embargo, los altos tenores se localizan siempre en las metalimolitas carbonosas, encontrándose muestras con 110.000 g/t Au y 16.000 g/t Pd y Pt, C (10%).

Algunas brechas ricas en magnetita, oxidadas y rehidratadas generalmente, contienen altos tenores de Au (hasta 100 g/t) y de Pd y Pt, pero nunca en los niveles de las metalimolitas carbonosas. Las menas muestran algún enriquecimiento adicional en LREE, Co, Cu, Ni, Pb, Zn, As, Bi W y U. Isótopos de D13C indican la presencia de fluidos de origen magmáticos en los procesos mineralizantes de Au-PGE de Serra Pelada.

Este depósito de Serra Pelada de Au-PGE se interpreta **(Grainger y otros, 2002)** como haber sido formado por fluidos ácidos oxidantes que migraron a lo largo de sistemas de fallas EW y NW a NNW durante la deformación D4 en las

zonas dilatadas de la naríz del sinforme con metalimolitas carbonosas y calcáreas. El Au, Pd y Pt se interpreta que fueron transportados como complejos de cloruros y depositados debido a una caída en la temperatura y alcanzar medios reductores como los ricos en carbón y carbonatos.

Por otra parte, la PMC contiene la mayor concentración mundial de depósitos de óxidos de hierrro-cobre-oro-tierras raras ± uranio (IOCG), tipo Olympic Dam como son los depósitos minerales de Aguas Claras, Sossego (DS), Salobo, Igarapé, Cristalino, Alvo 118 y Alvo GT46. **(Soares Monteiro y otros, 2008).** El Depósito Salobo de 2.578 Ma, por Sm-Nd **(Villas y otros 2006)** tiene 245 Mt con 1.1% Cu y 0.28 g/t Au **(Monteiro y Otros, 2006).** El depósito La Estrela **(Volp, 2006)** contiene 230 Mt con 0.5% Cu ± Au, Mo, Sn

Relacionado con rocas metavolcano-sedimentarias, BIF, del Grupo Igarapé, de 2.75 Ga, se reconocen cuatro depósitos de Fe-óxidos-Cu-Au-U-REE (Acampamento Sur, Acampamento Norte, Furo 30 y Alemao) con reservas estimadas de 220 Mt con 2.40% de Cu y 0.86 g/t Au **(Galarza y otros, 2006).** Al parecer tres eventos metalogenéticos son los responsables de estas mineralizaciones, datados en: 2.7 Ga, 2.57 Ga y 1.8 Ga, los cuales están estrechamente asociados a eventos de plumas de calor con magmatismo alcalino.

Los cuerpos alcalinos aquí serían los granitos de 1.88 Ga y los granitos tipo A de 2.57 Ga de Old Salobo. Por lo tanto Serra Pelada puede representar una parte distal de depósito tipo óxidos de Fe y Cu-Au de más baja temperatura que los de Cu-Au de Salobo.

Terreno Río María

Asociaciones CRV-TTG, cubiertas de rocas meta-sedimentario-volcanoclásticas

Los TTG son similares y aproximadamente equivalentes en edad, 2.98 Ga - 2.86 Ga, a los granitoides TTG de otros terrenos arqueozoicos mundiales. Los CRV se formaron en una cuenca detrás del arco de islas hacia 2.97 Ga, y evolucionaron relacionados a una zona de subducción-arco magmático, seguido de una colisión continente-continente **(Dall`Agnol y otros, 2008).**

1. Asociaciones de CRV-TTG
   Supergrupo (o Superasociación) Andorinhas: 2.97 Ga a 2.96 Ga
   - En la parte basal se localiza una asociación de metabasaltos y comatiitas de ambientes de plateau oceánicos, derivados del manto, que fueron cubiertas por traslado tectónico o choque con zonas de arcos de islas.
   - Grupo (o Asociación) Laguna Seca
   Rocas metavolcánicas félsicas y metasedimentarias detríticas, en el tope de la Superasociación Andorinhas, dando una edad por U-Pb en circones de 2.979 Ma ± 5 Ma. En el Sur la Superasociación Andorinhas se observa intrusionada por el Complejo máfico-ultramáfico de Sierra Azul, con una edad de cristalización hacia 2.970 Ma ± 7 Ma. (por U-Pb en circones)

2. Rocas graníticas sódicas (TTG) y potásicas
   TTG más antiguas: 2.98 Ga. - 2.93 Ga.), según **Almeida y otros (2008)**

   Rocas granitoides de Marajoara:

   • Tonalitas de Arco Verde: tonalitas y trondjemitas emplazadas en Río María con una edad de 2.957 Ma ± 25 Ma, por U-Pb en circones
   • Complejo tonalítico Caracol

   TTG más jóvenes (2.87 Ga.)

   • Trondjemita de Mogno: con una edad más joven de 2.871 Ma, coeval con sanukitoides y leucogranitos.
   • Trondjemita de Agua Fría.

Los TTG del TRM se formaron por subducción y fusión de una corteza oceánica o tholeiitas granatíferas con poca alteración de la cuña del manto. Las principales rocas graníticas reportadas son:

- Granitos potásicos, calco-alcalinos: con una edad de 2.85 Ga. a 2.93 Ga, por U-Pb en circones
- de Río María: 2.874 Ma ± 9 Ma de edad, por U-Pb en circones
- Monzogranitos de Mata Surrao: con una edad similar de 2.871 Ma ± 7 Ma
- Granito de Xinguara: con una edad por U-Pb en circones de 2.800 Ma a 2.880 Ma
- Granitos de Rendencao: edades Pb-Pb en circón de 2.872 Ma ± 25 Ma.
- Batolito de Bannach, tipo A2, con 8 facies **(Almeida y otros, 2006),** de la misma edad y similares a los granitos de Jamón, Musa y Redencao.

El terreno Río María participa de convergencia de placas, con movimientos mayormente verticales, tipo Pilbara de Australia, y también, quizás posterior o sobreimpuesto, de convergencia horizontal de placas rígidas, con desarrollo de corrimientos importantes, tipo Provincia Superior de Canadá.

La evolución de los terrenos de Carajás ocurrió en cuatro fases, a saber:

1. Secuencia suprayacente meta-sedimentariovolcánicas de 2.75 Ga a 2.55 Ga
2. Granitoides sin a tardío tectónicos calco-alcalinos de 2.87 Ga a 2.80 Ga

3. CRV-TTG de 2.98 Ga. a 2.93 Ga.
4. Basamento de rocas de alto grado metamórfico: 3.2 Ga. - 3.0 Ga.

Sólo durante el Transamazónico, al parecer, tanto los terrenos de Carajás como los terrenos de Río María, sufrieron una evolución tectónica común, cuando posiblemente ambos terrenos colidieron para formar un supraterreno o Provincia Mineral de Dos Carajás (?), hacia 1.9-2.0 Ga y después fue intrusionada en ambos terrenos, Carajás y Río María, por granitos anorogénicos tipo A o post-colisionales.

GUAYANA FRANCESA Y SURINAME

La Isla de Cayena en la Guayana Francesa incluye gneises, anfibolitas y migmatitas, similares a las rocas de menor grado metamórfico de Imataca, Amapá, etc y otros terrenos arqueozoicos, pero que por ahora son referidos como equivalentes metamorfizados de rocas metavolcánicas y metasedimentarias del CRV-TTG de Paramaca.

En la costa atlántica de la Guayana Francesa se localizan rocas graníticas TTG migmatizadas como en el Complejo Laussat y también hacia el Sur de la Guayana Francesa, como en el Complejo Tamouri.

El evento de migmatización en esta parte Sur de la Guayana Francesa ha sido postulado en 2.093.6 Ma ± 7.3 Ma por U-Pb (SHRIMP), y una supuesta edad del protolito de 2.173 Ma ± 9.4 Ma.

En la parte central se observa una gran variedad de rocas graníticas TTG, conocidas como Complejo Guayanés; restos de rocas de edad arqueozoicas no han sido aún encontradas en la Guayana Francesa **(Delor y otros, 2003).**

Circones detríticos de cuarcitas de algunos CRV dan edades de 3.19 Ga a 2.77 Ga y algunos circones de rocas granitoides del Sur de la Guayana Francesa dan una edad "heredada" de 2.71 Ga y negativo ∑(Nd)t por lo que no hay duda de que quedaron remanentes de rocas arqueozoicas en esas nuevas zonas disruptadas oceánicas, pero que luego fueron intensamente retrabajadas durante la orogénesis Transamazónicas, con el consecuente "ressetting" de su reloj radimétrico, aún el de U-Pb en circones en sus diversas modalidades.

Por lo tanto, el Transamazónico es un ciclo de retrabajamiento y reciclamiento en parte de corteza antigua arqueozoica y de aporte de significativas cantidades de material juvenil del manto a la corteza oceánica primero, (CRV-TTG), luego agregadas y amalgamadas por cierre oceánico y colisión de tales arcos de islas con los bordes continentales más antiguos.

Granulitas de Ultra Alta Temperatura de Bakhuis Montes, Suriname

Los Montes Bakhuis se localizan en el NW de Suriname y se corresponden con el núcleo de rocas de muy alto grado metamórfico del "Grupo" Falawatra.

Al parecer, estudios aeromagnéticos no soportan la continuidad de tal cinturón granulítico con las granulitas de Kanukú al Oeste, pero sí parecen continuarse hacia el SE en el área de las anfibolitas y granulitas de Caeroeni-Carauane.

La parte central del horst de Bakhuis consiste de 30-40 km de ancho por 100 km de largo de rocas bandeadas esencialmente charnockíticas, ortopiroxénicas, con una marcada foliación tanto en las bandas félsicas como en las bandas máficas. Este carácter bandeado sugiere una naturaleza meta-sedimentaria o meta-volcánica.

La herencia de rocas sedimentarias, no es de dudar, dado la presencia de gneises pelíticos con sillimanita; cuarcitas con gondita; escapolitas cálcicas y gneises localmente grafíticos. Al microscopio estas rocas muestran estructuras migmatíticas, con leucosomos paralelos al bandeamiento máfico. Diques de diabasas cortando las granulitas son frecuentemente observados.

Las charnockitas de textura granoblástica, minerológicamente están formadas por ortopiroxeno + plagioclasa antipertita ± clinopiroxeno ± hornblenda ± biotita ± cuarzo ± feldespato potásico mesopertítico con accesorios como magnetita, ilmenita y apatito. Granate está ausente en estas rocas, así como safirina de altas temperaturas.

En los gneises pelíticos tenemos sillimanita, cordierita rica en MgO, ortopiroxeno, biotita, antipertita, mesopertita, cuarzo, minerales opacos y espinela verde. Granates, aunque ausentes o escasos, son localizados en rocas de grano más fino con mayor contenido de Mn.

En estas rocas y en gneises ricos en cuarzo, se encuentran asociaciones de ultra-altas temperaturas, como son las asociaciones:

- Ortopiroxeno + sillimanita + cuarzo
- orotopiroxenos con alto contenido de Al_2O_3 (hasta 10%)
- safirina, en rocas ricas en cuarzo (gneises y cuarcitas impuras).

Sólo granate rico en piropo está ausente en las rocas granulíticas de Bakhuis Montes. Las rocas de ultra-alta temperatura han sido localizadas en tres localidades de los BM: una en la parte NE de los BM y otras dos localidades en SW **(Figura No. 57).**

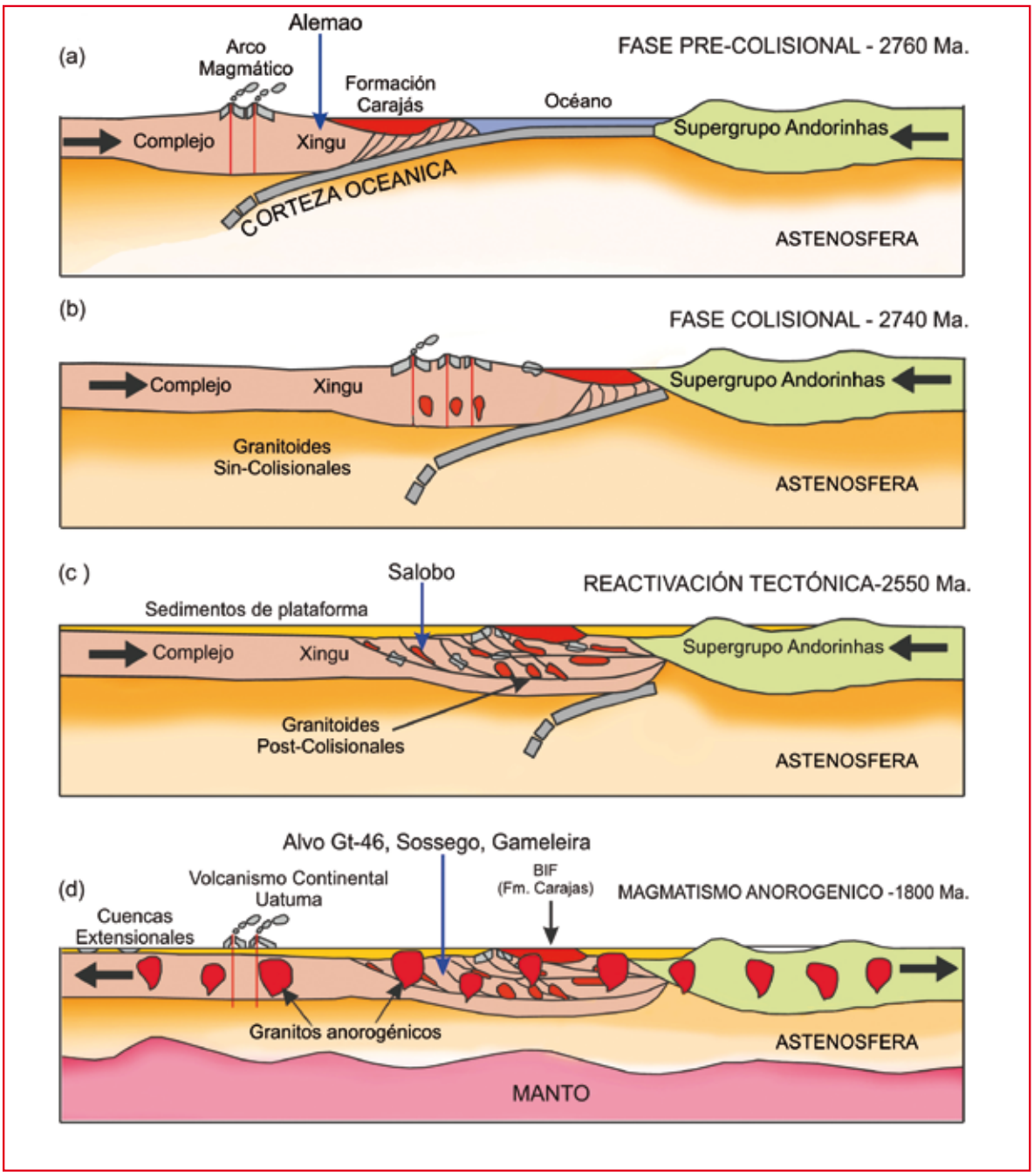


Figura No. 60 Evolución tectónica de Dos Carajás durante el arqueozoico y el paleoproterozoico *(Tomado de Da Costa y otros, 2007)*

Las ocurrencias al NE muestran dos características asociaciones, a saber:

ortopiroxeno + sillimanita + cuarzo ± feldespato potásico + opacos + espinela

ortopiroxeno + sillimanita + safirina + cuarzo + feldespato potásico + opacos + espinela

La presencia de safirina en contacto con cuarzo implica temperaturas de formación de al menos 1.040ºC, que es la temperatura mínima de safirina + cuarzo en rocas reductoras, de bajo contenido de hierro. Sin embargo, la ocurrencia de magnetita común en estas rocas apunta hacia alta fugacidad de oxígeno con Fe^{3+}, reemplazando a Al, por lo que el par safirina + cuarzo puede también formarse, en ese caso, a temperaturas por debajo de los 1.040ºC.

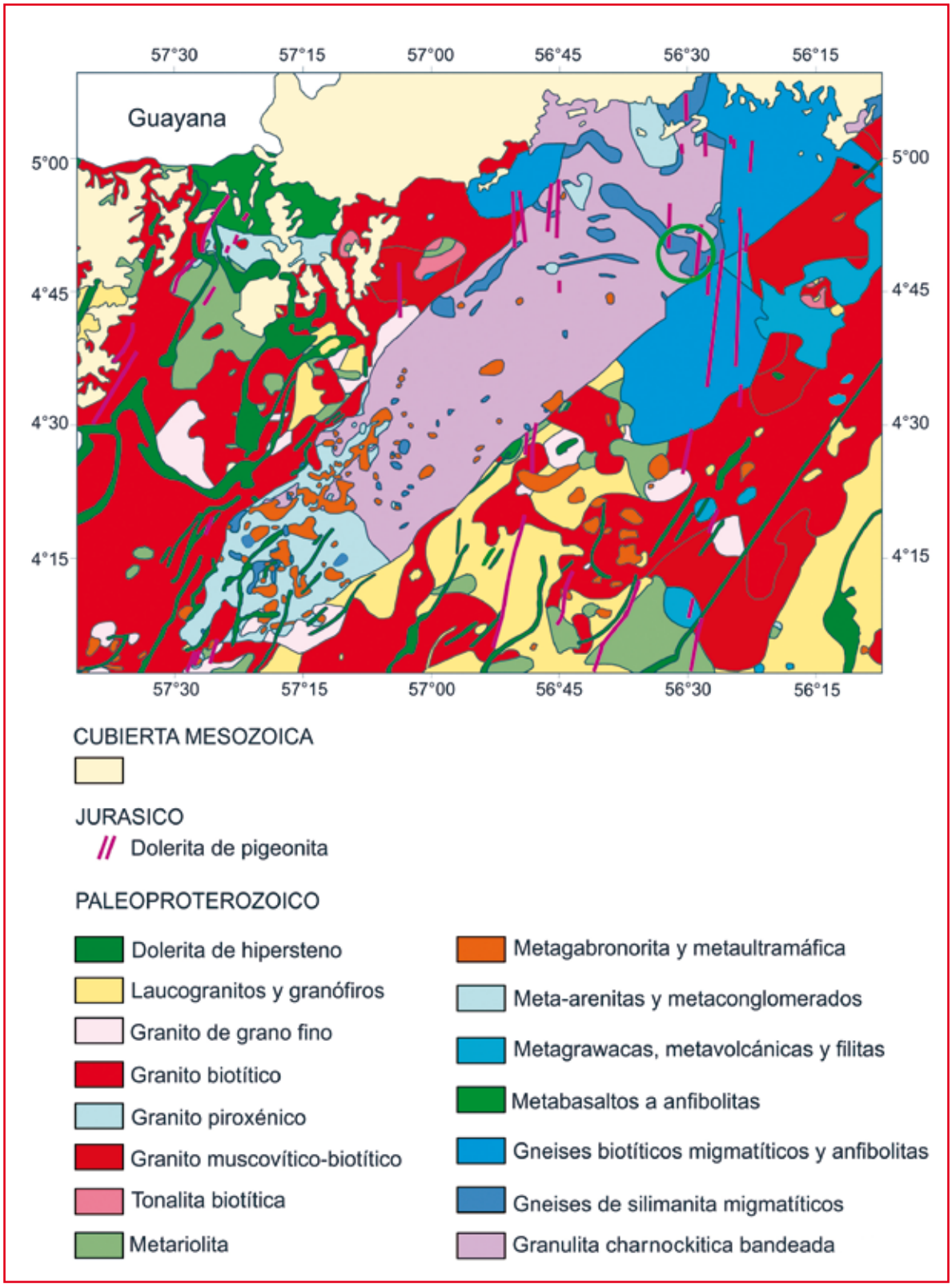


FIGURA No. 61 Mapa geológico generalizado del Cinturón Granulítico de Bakhuis Mountains, NW de Suriname. La localización de rocas granulíticas de muy alta temperatura con Safirina es indicada por un círculo *(Tomado de Thielbelaut y otros, 2007)*

Las rocas circundantes, en general, carecen de safirina + cuarzo y se caracterizan por el par cordierita-sillimanita sin granate y ortopiroxeno + sillimanita. Batimetría de piroxenos de granulitas y rocas asociadas de Bakhuis Montes apuntan hacia temperaturas de metamorfismo de 700°C - 800°C, con un pico de safirina + cuarzo hacia 950°C y presiones de 8.5 kb a 9 kb.

La gran mayoría de las dataciones en las granulitas por Pb-Pb evaporación en granos de circón y U-Pb en circones, arroja edades de 2.085 Ma a 2.055 Ma con un gran predominio hacia 2.065 Ma - 2.055 Ma que se interpreta como la edad del máximo metamórfico de ultra alta temperatura en facies granulítica por el par safirina + cuarzo.

El autor postula que esta edad coincide con la edad del cierre oceánico versus borde continental antiguo, arqueozoico, para formar parte del Supercontinente Atlántica. Esta edad corresponde también con la edad de algunos leucogranitos y la edad del fallamiento transcurrente o inverso de colisión oblicua, de la Guayana Francesa **(Avelar y otros, 2003).**

Sin embargo un gran número de diabasas intrusivas en estas rocas también arrojan edades próximas a las mencionadas de 2.070 Ma a 2.055 Ma.

Por otra parte, charnockitas ígneas, masivas a falladas o milonitizadas, núcleo de la zona de alto grado metamórfico, intrusivas, también dan edades próximas al alto grado metamórfico y al enjambre de diques y sills de diabasas, del orden de 2.065 ± 2 Ma.

También fusión parcial, anatexis y formación de pegmatitas ocurrió hacia ese tiempo de 2.055 Ma - 2.070 Ma. Edades U-Pb en anortositas son del orden de 1.98 Ga, es decir que la intrusión de estos cuerpos epizonales, dómicos y el consecuente levantamiento del profundo núcleo granulítico-charnockítico, ocurrió unos 50 a 70 Ma después del clímax metamórfico-magmático, granulítico-charnockítico de cierre oceánico.

La anomalía de acreción termal metamórfico-magmática es típica de zonas de colisión o de cierre de bloques diversos (en este caso, posiblemente arcos oceánicos/arcos de islas versus bordes continentales, más que de colisiones de bloques continentales entre sí).

Ahora bien, basado en la presencia de:

a. Enjambres de diques de diabasas coevales con el máximo de metamorfismo con magmatismo y

b. la presencia de cuerpos post-colisión, post-granulíticos, tipo anortositas, puede implicar varios hechos:

- Cierre oceánico donde se formaron rocas sedimentarias de alto contenido de alúmina, proto-fuentes de ortopiroxenos con alta alúmina y de cordierita, sillimanita, safirina, etc., y con estructuras heredadas metamórficas de fino bandeamiento;
- Lo coeval de las diabasas con tal evento de ultra alta temperatura y con la simultánea actividad ígnea, también de alta temperatura, de las charnockitas, nos sugiere fuentes o efectos de alto calor, bien por gran colisión de bloques y/o la presencia de un punto de alto calor debajo de la litósfera y corteza continental, o de una pluma de calor.

Esta última posibilidad es preferida por el autor, sin excluir el contemporáneo cierre oceánico, dado que tal supercalentamiento no sólo ocurrió hacia el final de la orogénesis transamazónica o cierre oceánico, sino que se prolongó luego por otros 50 Ma a 70 Ma con intrusiones de anortositas y, por añadidura, dió origen al gran Supercontinente Atlántica.

La edad y presencia de las anortositas nos sugiere el sitio aproximado y el tiempo del cierre oceánico, interpretando tales anortositas como una zona de sutura o debilidad estructural, debajo o próxima a la cual estaba localizada la pluma de calor.

Al autor no le queda ninguna duda de que tales granulitas y charnockitas de Bakhuis Montes, son genuinamente transamazónicas, relacionadas a una alta fuente de calor o pluma de calor y que nada tienen que ver, ni con las granulitas, ni con las charnockitas, ni con las anortositas del Arqueozoico, llámese Imataca o Amapá, Carajás, etc., y que por lo demás esas rocas de edad arqueozoica exhiben mayores contenidos de magnesio, cromo, níquel y otros elementos traza que las granulitas de Bakhuis Montes.

Los CRV-TTG paleoproterozoicos se encontraban más alejados de la pluma de calor y, por efectos del cierre oceánico, fueron sólo ligeramente metamorfizados (FEV a epidota-anfibolita y localmente se desarrollaron migmatitas).

Relaciones $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0.132-0.07 y edad NdT_{DM} dieron 2.19 Ga - 2.40 Ga, más bien transamazónicos que de orogenias arqueozoicas.

En resumen, edades y relaciones U-Pb, Pb-Pb y Sm/Nd no soportan la implicación o presencia de una corteza retrabajada más antigua, arqueozoica, sino de un evento de pluma de calor con cierre oceánico, transamazónico, y hacia el final del cual (2.1 Ga - 2.0 Ga) se produjeron simultáneamente rocas de muy alta temperatura metamórfica e intrusiones charnockíticas.

Guyana

En Guyana aún no se han encontrado rocas con edad del Arqueozoico, aunque muchas de las migmatitas y granulitas guardan buen parecido con las del Complejo de Imataca, en Venezuela, de edad Arqueozoica. Las rocas granulíticas y charnockíticas del Complejo Kanuku que se pensaba eran de edad Arqueozoica, equivalentes del Complejo de Imataca en Venezuela, resultaron por Rb-Sr roca total de 2.020 a 2.180 Ma. Sin embargo, el CI en Gurí también registra esas edades de reactivación Transamazónica y así interpreta el autor las edades Rb-Sr de Kanuku.

Gneises graníticos con riebeckita de Makarapa Mountains, equivalentes o parte del Complejo Kanukú dieron edades por Rb-Sr, roca total un poco más antigua de 2.39 Ga **(Berrangé, 1977).** Posiblemente edades U-Pb en núcleo de circones no recristalizados de estas rocas arrojen edades más antiguas o Arqueozoicas.

Las rocas más antiguas de Guyana son de edad Paleoproterozoico y ocurren en dos bloques: uno al Norte del Graben de Takutu y el otro al Sur del mencionado graben.

Las rocas del bloque NW ocupan una área aproximada de 250 km x 420 km, paralela a la costa del Océano Atlántico. Estos cinturones se corresponden con los CRV de Barama-Mazaruni, los cuales están intrusionados por rocas graníticas y relacionadas del Transamazónico.

Las rocas del bloque Sureste corresponden con los grupos Kwitaro y Kanukú, que también fueron intrusionados por rocas graníticas y relacionadas del Transamazónico. Estos cinturones tectonizados móviles ocupan un área de 220 km x 300 km de ancho en la parte más Sur de Guyana, en límites con Brasil.

Los CRV de Barama-Mazaruni se desglosan de Sur a Norte en tres CRV distintos, a saber: Cinturón Volcánico Barama, Cinturón Volcánico Cuyuni y Cinturón Volcánico Mazaruni. Estos CRV parecen representar una extensión de los CRV del lado venezolano.

El Supergrupo Barama-Mazaruni es una serie de flujos de lavas y tobas máficas y, en menor proporción félsicas, fuertemente plegadas, con metasedimentos turbidíticos asociados, y todo intrusionado sintectónicamente por rocas gabroides y graníticas. En la zona de la mina de oro de Omai este supergrupo se compone de cuatro asociaciones:

- Asociación volcánico-sedimentaria (VSC)
- Asociación máfica-ultramáfica (MUM)
- Asociación de rocas dioríticas y graníticas intrusivas (IC)
- Diques máficos (y ultramáficos) de Avanavero.

Las rocas del Grupo Barama-Mazaruni son tan antiguas como 2.2 Ga, y tan jóvenes como 2.0 Ga. **(Gibas, 1993). Norcross y otros (2002)** determinaron las siguientes edades por U-Pb en circones y Pb-Pb para Omai:

Edad de mineralización aurífera, en rutilo, por Pb-Pb: 1.999 Ma. ± 6 Ma.
Edad de mineralización aurífera en titanita: 2.000 Ma. ± 5 Ma.
Edad de mineralización aurífera por Nd-Sm en scheelita: 1.975 Ma. ± 63 Ma.
Edad de cuarzo diorita intrusiva central por Pb-Pb: 2.020 Ma. ± 56 Ma.
Roca granítica intrusiva en las meta-volcánicas: 2.096 Ma. ± 2 Ma.
Edad de meta-volcánicas máficas: 2.120 Ma. ± 2 Ma.

Las rocas del Grupo Kwitaro, comprenden una serie de meta-sedimentos clásticos y químicos interestratificados con flujos de lavas y tobas máficas y félsicas, plegados y metamorfizados a FEV-parte media de la FA.

El Grupo Kanukú ocupa un cinturón de unos 70 km de ancho x 1.000 km de largo que ocurre a una latitud de 3° Norte, y representa el límite que separa a la Provincia Central Granulítica de Guyana o Complejo Kanukú, de los bloques de CRV, tanto del NW como del SE, por la megafalla Pisco-Jurua y la megafalla Takatu.

La secuencia del Grupo Kanukú incluye cuarcitas, metasedimentos calsilicatados, mármoles BIF y BMnFe, meta-lavas y meta-tobas máficas y rocas gabroides equivalentes, todas metamorfizadas a la facies granulita.

Se ha especulado que el Grupo Kanukú representa una extensión del Grupo Kwitaro, pero que alcanzaron mayor grado metamórfico, posiblemente durante el Transamazónico.

Las rocas del Paleoproterozoico de Guyana están discordantemente cubiertas por metasedimentos intercalados

con metatobas y metalavas félsicas del Supergrupo Guatusa, y por rocas sedimentarias clásticas continentales, mayormente, del Super Grupo Roraima.

Las rocas del Supergrupo Uatumá se componen de una secuencia basal de sedimentos clásticos cubiertos por flujos volcánicos félsicos y tobas e ignimbritas félsicas. Tanto los metasedimentos como las metatobas y metalavas de Uatumá aparecen intrusionados por pórfidos hipoabisales félsicos, quizas co-magmáticos con las rocas volcánicas y piroclásticas. Estas rocas parecen haberse originado en un arco magmático y cuenca detrás de tal arco magmático.

El Supergrupo Roraima se compone de una secuencia similar a la observada del lado de Suriname y del lado de Venezuela, es decir, areniscas inmaduras, arcósicas, areniscas cuarcíticas y conglomerados, tobas vítreas, limolitas y lutitas carbonosas, de ambientes fluvio-deltáicas, con fuentes principalmente al NE y Este. El Supergrupo Roraima fue intrusionado por diabasas y rocas gabroides de la Asociación Avanavero hacia 1.61 Ga - 1.67 Ga.

El Graben de Takutú contiene remanentes de sedimentos de edad Jurásico (146 Ma - 178 Ma) basaltos de flujo continentales (700 m a 1.900 m de espesor), de Apatoe cubiertos discordantemente por sedimentos clásticos, como lutitas y limolitas y margas, todos recubiertos de una manera discordante por una secuencia final de tope evaporítica, para un espesor total estimado de 7.000 m.

Depósitos de Oro en Guyana

En Guyana se localizan dos tipos de depósitos de oro, a saber:

1. De oro orogénico, mesotermales típicos de CRV del Arqueozoico y del Paleoproterozoico. Este tipo de depósitos de oro orogénicos se localiza en el Grupo Barama-Mazaruni y en el Grupo Kwitaro.

2. Vetas de oro epitermal, y stockworks tipo Cordilleranas, tipo Andes, y depósitos relacionados o no de oro diseminado, tipo Carlin. Estos tipos de depósitos ocurren en el Supergrupo Uatumá y en el Grupo Rewa.

En el CRV Mazaruni se localizan los depósitos y minas de Tamakay, Tikwali, Da Silva´s, El Dorado, Larkens Konaowaruk, Omai Gold Mine, Winter´s Mine, Kanaimapu,

Sólo la mina Omai ha tenido un extenso programa de perforaciones por parte de Placer Dome en los años 1980, y luego por Cambior Resources y Golden Star Resources. Cambior obtuvo más de 4.5 M onz de oro tipo diseminado de bajo tenor, en promedio alrededor de 1 g/t Au.

Los sulfuros de este depósito son pirita, pirrotita, arsenopirita, calcopirita y esfalerita con hematita. El depósito de oro de Omai se originó hacia 1.975 Ma - 1.999 Ma, contenidos en rocas metavolcánicas máficas de una edad Sm-Nd de más de 2.120 Ma, que fueron intrusionadas por plutones dioríticos de 2.020 Ma por Pb-Pb **(Narcross y otros, 2002).**

En el CRV Cuyuni se encuentran los depósitos y minas de Noserio, Aurora, Peter´s Mine, Aremu Mine y Wairiri Mine. Las minas Peter´s y Groete Creej contienen además de oro, importantes reservas de Cu de más de 100 Mt (más de 0.20% a 0.60% de Cu).

En el CRV Barama, el más inaccesible y costoso de explorar, se tienen los depósitos y minas de Golden City Mines, Five Star Mines, Arakaka, Insano y Tassawini Mine.

De todas estas minas, las más famosas y explotadas han sido la de Peter´s Mine y Omai Mines. En Arakaka Mine también hay sedimentos con manganeso, como ocurre en Ghana.

En el Río Siparuni, que drena de metasedimentos y volcánicas del Supergrupo Uatumá, contiene aluviones con oro y tungsteno, típico de depósitos epitermales. Particular atención merecen los depósitos aluvionales derivados de las formaciones Muruwa e Iwokrama.

El Grupo Rewa es similar al Supergrupo Uatumá y ocupa una estructura de “rift” que es el Graben Takatú. La formación más superior del grupo es la Formación Takutú que se localiza por debajo de la cobertura Miocénica y Pliocénica.

Esta Formación Takatú se compone de areniscas, limolitas, algunos carbonatos impuros y evaporitas. En las areniscas calcáreas del Grupo Rewa se localiza una pequeña mineralización diseminada, tipo Carlin de Nevada, USA.

ARQUEOZOICO EN EL ESCUDO BÁLTICO

El Escudo Báltico (EB) está formado mayormente por rocas de edad Arqueozoica, pero de muy diversos orígenes, edades y evolución. El EB se divide en cinco provincias:

Kareliana (KAP): Oeste: gneises 3.5 Ga; Terreno Voldozero, 2.8-3.2 Ga. Central: CRV -TTG de 2.7 Ga, sanukitoides de zonas de subducción de 2.74 Ga - 2.7 Ga.

Belmoriana (BP): CRV-TTG gneises de 2.82 Ga - 2.66 Ga ± ofiolitas ± eclogitas y granulitas de 2.72 Ga. Las eclogitas son de 2.72 Ma ± 8 Ma por U-Th-Pb en circones. Estas rocas se derivaron de basaltos de plateau, MORB **(Stabunov y otros, 2008).**

Kola (KOP): Es un "collage", al estilo Imataca, amalgamación de terrenos de diferentes composiciones, edades y metamorfismos: granulitas y charnockitas de 2.8 Ga y el protolito de 3.1 Ga; CRV-TTG de 2.9-2.8 Ga; el Terreno Kolmozero Varon que representa una zona de sutura entre comatiitas de plateau oceánico, más basaltos tholeiíticos de arcos, y todo ello en colisión también con el continente, con conglomerados continentales e intrusiones de monzogranitos y granitos de 2.7 Ga -0.6 Ga. Las rocas más antiguas son gabro-anortositas de 2.92 Ga.

Murmansk (MP): gneises TTG y anfibolitas, de 2.8 Ga - 2.7 Ga.

Norrbotten: CRV-TTT de 2.9 Ga -2.8 Ga y gneises TTG y anfibolitas de 2.8 Ga - 2.7 Ga-

Los límites entre estas provincias son siempre tectónicos y lo más probable es que representen una serie de superterrenos amalgamados en diferentes orogenias y formando parte de un supercontinente (Kenorlandia?). Sin embargo, la ausencia de terrenos de edad Neoarqueozoico en Groenlandia (mayormente con rocas del Meso y Paleoarqueozoico), contrario a Báltica que es mayormente Neoarqueozoico y Paleoproterozoico, indica que ambos Groenlandia y Báltica, no estuvieron juntos o formaban ambos parte del mismo supercontinente, aunque datos paleomagnéticos indican que estuvieron próximos en tiempos del Neoarqueozoico. **(Hôltra y otros, 2008).**

Las rocas más antiguas conocidas (Paleoarqueozoico) son la Asociación TTG de Vodlozero, la Asociación TTG de Siurua del Oeste de la Provincia Kareliana. Sin embargo, las grandes masas continentales ocurrieron durante el Mesoarqueozoico hacia 3.2 Ga - 3.0 Ga **(Stabunov y otros 2008),** formando los primeros microcontinentes bálticos.

Se reconocen en el EB al menos cuatro generaciones de CRV de edad Meso y Neoarqueozoico (3.1 Ga -2.9 Ga, 2.9 Ga - 2.85 Ga, 2.85 Ga- 2.75 Ga y 2.75 Ga - 2.65 Ga) que incluyen asociaciones de rocas de arcos de islas y de plateau oceánicos relacionados a plumas de calor; dos generaciones de paragneises y esquistos y otras rocas en complejos de 2.9 Ga -2.85 Ga y 2.75 Ga - 2.65 Ga.

En definitiva, la corteza continental Arqueozoica del EB se amalgamó finalmente hacia 2.9 Ga - 2.65 Ga, siendo intrusionada por rocas alcalinas de edad 2.67 Ga, lo que evidencia una corteza espesa, madura, con intrusiones graníticas de ambientes de "rifting" o intrusiones intraplaca como en la Península de Kola.

ARQUEOZOICO DE GROENLANDIA

La mayor parte de Groenlandia está compuesta por un núcleo cratónico Arqueozoico, que fue intensamente retrabajado por orogenias colisionales en el Proterozoico, en particular en las partes Norte y Sur de Groenlandia **(Hôlta y otros, 2008).**

La parte Sur de Groenlandia es conocida como el Cratón Nor Atlántico (CNA) y comprende una serie de terrenos de edades e historias geológicas diferentes que fueron amalgamados hacia 2.7 Ga.

Cada terreno del CNA contiene cuatro componentes litológicos:

1. Remanentes de más antigua (Eoarqueozoica) corteza oceánica y rocas basálticas de arcos de islas, y cuencas detrás del arco relacionados con ambientes de plateau oceánicos y de zonas de subducción, que se encuentran unidos por traslados tectónicos.
2. Ortogneises tonalíticos que forman el núcleo de la corteza del CNA.
3. Rocas graníticas formadas por colisión de terrenos de ortogneises y anatexis.
4. Diques máficos que implican "rifting" o fracturas extensionales continentales.

La mayoría de estos terrenos alcanzaron el grado metamórfico de anfibolitas, parte superior, y granulitas.

Las rocas más antiguas del CNA son rocas sedimentarias, en particular cuarcitas con circones de edad 4.4 Ga o más antiguos, incluidos como xenolitos en los gneises tonalíticos de Amitsoq de 3.86 Ga. Sobre ellos se localizan, quizás un megaterreno, el CRV de Isua, la secuencia volcano-sedimentaria más antigua del Planeta. El CRV de Isua está compuesto de cinco dominios o microterrenos en contactos de falla entre ellos.

Componentes importantes del CRV de Isua, de edad 3.8-3.7 Ga incluyen basaltos tholeiíticos y boniníticos, localmente con estructuras bien preservadas de almohadillas, cherts y BIF, esquistos pelíticos o derivados de rocas sedimentarias, con grafito diseminado de posible origen orgánico, esquistos meta-ultramáficos completamente alterados y metasomatizados, posibles comatiitas, o peridotitas, similares químicamente en parte a modernas boninitas.

Sin embargo, existen muchas dudas que están aún por aclarar sobre las "boninitas", fósiles, carbón orgánico, "pilow" lavas (luego de sufrir tres metamorfismos con tres recristalizaciones de granate).

ARQUEOZOICO DE CANADA-USA

El Escudo Canadiense (EC), también conocido como Plateau Laurentian, cubre cerca del 50% de la superficie de Canadá, gran parte de Groenlandia y una parte importante del Norte de los Estados Unidos, para una área aproximada de 4.4 millones de kilómetros cuadrados.

El Escudo de Canadá se divide o compone de cinco grandes provincias geológicas:

- Provincia Slave: >4.0 Ga - 2.5 Ga.
- Provincia Superior y Wyoming: 4.0 Ga - 2.5 Ga.
- Provincia Churchill: 2.2 Ga – 1.8 Ga.
- Provincia Central: 1.8 Ga – 1.4 Ga.
- Provincia Grenville: 1.2 Ga – 1.0 Ga.

El EC es el resultado de múltiple "collages" de placas o microcontinentes de edad Arqueozoico y arcos acrecionados y terrenos de edad Proterozoico, que se amalgamaron, principalmente en los intervalos 2.6 Ga -2.45 Ga en la Orogénesis Kenoriana y 1.90 Ga – 1.80 Ga, durante la Orogénesis Trans-Hudsoniana.

La Provincia Superior (PS) es el núcleo del Escudo Canadiense y cubre una área aproximada de 600.000 km^2. A su vez, esta PS se compone de unas 12 sub-provincias o superterrenos, siendo uno de los más importantes geoeconómicamente por sus gigantes depósitos de cobre, zinc, oro y plata, la de Abitibi, que a su vez está formado por otros diez o más terrenos.

La PS se compone de rocas de medio a alto grado metamórfico, del basamento (gneises, granitos, migmatitas y localmente granulitas) y rocas supracostrales de CRV-TTG y metasedimentos de más bajo grado metamórfico, de tendencias predominantes EW. El clímax de la Orogénesis Kenoran que registró esta provincia se alcanzó hacia 2.6 Ga - 2.5 Ga, con el emplazamiento de granitos más evolucionados y más ricos en potasio.

La Provincia Churchill (PCh) cubre una superficie aproximada de 150.000 km2, alrededor de la PS, y se compone de cuatro zonas, que son:

- Orógeno Ungava
- Orógeno Nouveau-Quebec
- Provincia Rae
- Orógeno Tomgat

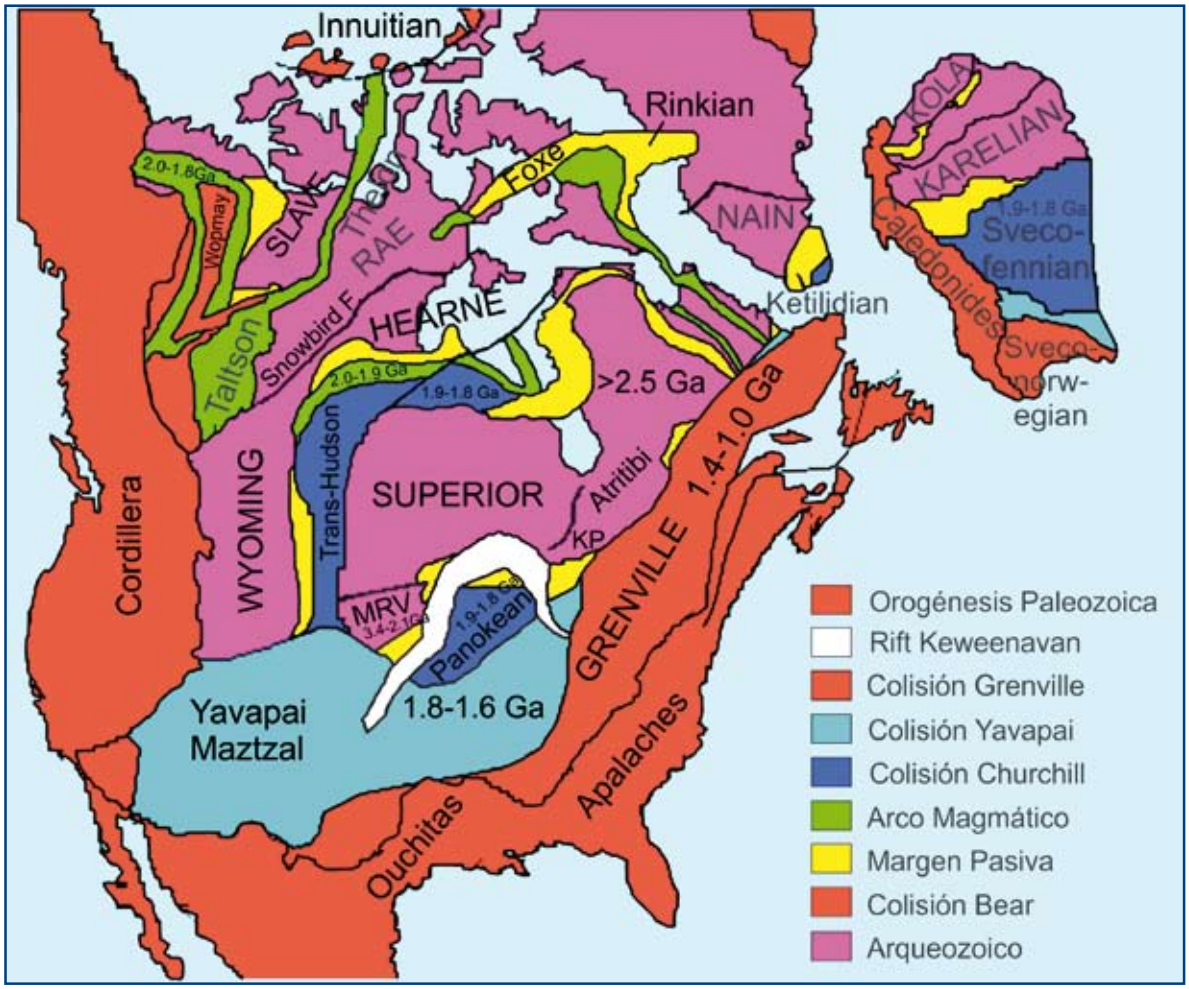


FIGURA No. 62 Provincias geológicas de Norteamérica y sus correlativas del Escudo Sueco-Escandinavo-NW Ruso *(Tomado de Windley 2003)*

La PCh, se compone de cinturones tectónicos móviles formados y evolucionados durante la Orogenia Hudsoniana. Estos cinturones tectónicos están constituidos de rocas volcánicas y sedimentarias con importantes y espesas formaciones bandeadas de hierro (BIF). Al final de la Orogénesis Hudsoniana, la PCh se soldó y amalgamó, por colisión o cierre oceánico a la PS, con lo cual fue creciendo el Escudo Canadiense.

La Provincia Grenville de 1.2 Ga a 1.0 Ga cubre una superficie aproximada de unos 600.000 km^2, situada al Sur de Canadá, en contacto con las provincias Superior y Slave y el Norte de USA.

En general, se distinguen dos a tres cinturones tectónicos: el "Lowlands" de más bajo grado metamórfico (anfibolitas y esquistos verdes) y el "Highlands", de alto grado metamórfico, migmatitas, granulitas, charnockitas e intrusiones de domos anortosíticos, y una zona intermedia entre ambos.

El "Lowlands" está a su vez dividido en dos subáreas: la "Saint Lawrence Platform" al Norte, y el "Anticosti Platform", con el predominio de metasedimentos clásticos, pelíticos y, sobre todo, dolomitas. Dos intrusiones de carbonatitas, localizadas respectivamente en Saint-Honoré y Oka, registran importantes depósitos de niobio.

El "Highlands" es típico de los Adirondacks con intrusiones dómicas, tipo hongo de anortositas, asociadas a rocas gabroides, intrusivas en complejos metamórficos de alto grado formados por granulitas de uno y dos piroxenos, charnockitas, cuarcitas y mármoles dolomíticos.

La Provincia Slave se extiende en un área aproximada de unos 300.000 km2 al NW de Canadá. Esta PS está constituida esencialmente por CRV-TTG de 2.73 Ga – 2.63 Ga, intrusiones graníticas más jóvenes de 2.72 Ga – 2.58 Ga, con un basamento de gneises muy antiguos, que incluye a los gneises de Acasta, que es la roca granítica gneisica más antigua encontrada en la Tierra, con una edad de 4.03 Ga.

El Complejo de gneises de Acasta comprende tres asociaciones gneisicas graníticas: "Gray Gneiss", "White Gneiss" y "Foliated Granite", intrusionados por aplitas y rocas meta-basálticas.

La PS se formó por la amalgamación hacia 2.69 Ga por colisión o cierre oceánico, entre el basamento complejo al Oeste, conocido como el Basamento Complejo de Slave Central, que contiene los gneises de Acasta de 4.03 Ga, y rocas de arcos de islas, y otros terrenos, localizados al Este. La zona de sutura es de dirección NS. Esta zona de sutura o debilidad ha servido en tiempos del Cámbrico al Eoceno para el ascenso y emplazamiento de innumerables kimberlitas, algunas de ellas portadoras de diamantes, lo que hace muy atractiva esta provincia para la prospección de diamantes.

En la PS también se localiza un gran número de horizontes de cuarcitas de la misma edad de las cuarcitas de Yilgarn, en Australia, de 3.0 a 2.8 Ga, lo que implica un pico de estabilidad cratónica universal hacia ese tiempo. Estas cuarcitas son ricas en fuschita, proveniente de cromitas impuras asociadas y cizalladas.

Hacia el tope de las cuarcitas con fuschita se observan algunas BIF, intercaladas con metatobas y/o capas de cherts ricos en sulfuros, que cambian abruptamente a meta-basaltos con almohadillas, en cuya base se localizan rocas ultramáficas o basaltos comatiíticos o magnesianos. Después de los 2.4 Ga son raras las cuarcitas con fuschita, lo cual concuerda con el decrecimiento de basaltos comatiíticos y comatiitas.

En esta ocasión, por su poca relación con el Escudo de Guayana y Cratón Amazónico, no se describirán los Escudos de China, India y Australia, entre otros.

CRV-TTG DEL ARQUEOZOICO-PALEOPROTEROZOICO

Cinturones de Rocas Verdes (CRV)

Los CRV del Arqueozoico y del Paleoproterozoico son típicamente lineales a anastomatosados de áreas de rocas volcánicas y volcanoclásticas y sedimentarias, bordeadas de asociaciones graníticas, metamorfizados a la FEV-anfibolita. Las rocas graníticas pueden ser basamento de los CRV, tal como se observa en la Provincia Slave de Canadá y en parte de, Pastora, Venezuela.

Los CRV son asociaciones de rocas supracostrales, volcánicas + sedimentarias, que pueden haber sido formadas en ambientes de arcos de islas, arcos de márgenes continentales, plateaux submarinos, islas oceánicas y, en algunos casos, en el Arqueozoico como corteza oceánica **(Condie, 1994).**

Es conveniente aclarar los términos asociación tectónica (at) de terrenos (t) para el caso de los CRV. El término at se refiere a un paquete o sucesión de rocas supracostrales que se depositaron durante un discreto intervalo de tiempo y que están limitados por otras discordancias o intrusiones. El término t se refiere, repitiendo lo dicho antes, a un segmento de la corteza limitado por fallas con una historia geológica distinta de terrenos o segmentos de corteza fallada, adyacente.

Un terreno puede contener varias asociaciones tectónicas y puede adherirse a otros terrenos antes de la colisión final o última, transformándose en un superterreno o parte de un continente. En este caso, los CRV pueden ser considerados como terrenos o superterrenos, conteniendo una o más asociaciones tectónicas. Así, por ejemplo, el CRV de Abitibi se compone de varios terrenos, y es considerado como un superterreno.

Desde el punto de vista de la Geología Clásica, los CRV comprenden rocas refractarias máficas y ultramáficas, flujos de lavas y tobas intercaladas con lavas y sedimentos marinos profundos, que se depositaron discordantemente sobre un basamento de gneises graníticos.

A esta vieja visión se suceden dos más modernas. La primera postula que los CRV representan, en parte, una gran corteza oceánica que fue trasladada tectónicamente por corrimientos ("thrusts") sobre complejos gnéisicos graníticos tipo TTG durante períodos de colisión o choque. La correlación de los CRV con corteza oceánica requiere que la posible secuencia estratigráfica represente, en verdad, delgados tajos o "slices" de corteza oceánica ± material del manto que aparecen repetidos por fallamiento inverso sobre un basamento siálico. Esto es aplicado por **Hildebrandt (2005)** sobre la aloctonía de los CRV de Pastora sobre Imataca y Supamo, en la Guayana Venezolana.

En este caso, los TTG representan magmatismo sobre la zona de subducción en la cuña debajo de la corteza oceánica, y los CRV representan productos originados en la cuenca detrás del arco de islas y/o volcanismo de plateau oceánicos debidos a plumas de calor.

La segunda alternativa propone que los CRV son siempre y en todas partes algo más antiguos que las asociaciones o complejos TTG, que los intrusionan, pero que ambos son prácticamente coevales, formados en una supra-zona de subducción. La ocurrencia de lavas boniníticas en algunos terrenos de edad Arqueozoico y Paleoproterozoico, sugiere que procesos similares de supra-zonas de subducción estuvieron activos al menos desde hace 2.8 Ga **(Shervais, 2005).**

Los CRV son "collages" tectónicos **(Thusston, 1994)** que representan muchos paleoambientes tectónicos y magmáticos-sedimentarios, limitados por fallas y suturas,

y a veces discordancias sedimentarias en un período de tiempo de unos 50 a 300 Ma, como en la Provincia Superior de Canadá.

Los CRV del Arqueozoico son más espesos (>12 km) y contienen más comatiitas + basaltos (hasta >80%) que los CRV del Proterozoico, debido a que los primeros representan, o contienen, más plateau oceánicos, mientras que los segundos fueron formados en arcos de islas y arcos de márgenes continentales, de una parte, y de la otra porque en el Arqueozoico hubo 3 a 4 veces más generación de calor y por lo tanto mayor número y más voluminosas erupciones.

Los picos prominentes de erupciones o comienzos de los CRV ocurren hacia 2.700 Ma y 1.900 Ma, y en menor proporción hacia 1.300 Ma. Los picos de las colisiones también se acercan a los 2.700 Ma, 1.900 Ma y 1.100 Ma, debido a que la vida promedio, desde el origen (erupción) hasta el final (colisión, cierre oceánico) oscila en lapsos de 10 a 50 Ma, mientras que los CRV del Fanerozoico tienen un período de vida tres veces mayor (150- 200 Ma).

La edad del comienzo de los CRV se calcula con base en la edad de las comatiitas y basaltos y la del cierre o colisión, a la edad de los granitos sintectónicos, con una adición de unos 10 a 30 Ma o más. La preservación de los CRV del Arqueozoico fue mucho mayor (0.35 km/Ma en promedio) que la de los CRV del Fanerozoico (0.03 km/Ma). Esto se explica, en parte, por: cuatro veces más volumen de rocas básicas eruptadas en el Arqueozoico, menos "segregados" y erosión que en tiempos más jóvenes recientes, y porque las erupciones del Arqueozoico eran en ambientes más profundos, más abisales, que las del Proterozoico y las del Fanerozoico.

Los CRV del Proterozoico contienen más rocas félsicas y grauvacas que los CRV del Arqueozoico, debido a que estos últimos ocurren en terrenos oceánicos (arcos de islas primitivos, corteza oceánica, plateaux submarinos, etc.) mientras que los CRV del Paleoproterozoico se originan en Laurentia/Sur América, etc., en terrenos de arcos de márgenes continentales, menos profundos, con mayor erosión y aporte de sedimentos clásticos de una parte y de fundidos de más bajo punto de fusión, de la otra parte.

En muchos de los CRV las rocas graníticas más antiguas son TTG y las más jóvenes son granitos potásicos.

Los CRV forman del 5% al 60% de los cratones, con un promedio mayor al 10%.

De un total de 51 CRV de edad Arqueozoico, 65% de ellos tienen afinidad de arcos y 35% de plateau oceánicos o afinidades MORB.

De 96 CRV del Paleoproterozoico, solamente el 10% tiene afinidad de plateau oceánicos o MORB. Por lo tanto, los CRV de todas las edades contienen mucho más rocas tipo arco de islas que de plateau oceánicos y MORB.

Entre los CRV del Arqueozoico, con afinidades de plateau oceánicos y MORB, se distinguen dos tipos generales:

a) CRV de asociaciones de basaltos de llanuras **(Figura No. 69)** que contienen gran cantidad de basaltos almohadillados, comatiitas y algo de sedimentos químicos como cherts y BIF, siendo escasas las rocas intermedias y félsicas. Estas asociaciones son remanentes de plateaux oceánicos asociados a plumas de calor. Ejemplo, CRV Belingwe de Zimbabwe de 2.7 Ga. El CRV de El Callao se parece al de Abitibi y Zimbabwe, por lo cual se piensa que puede ser de edad Neoproterozoico, en lugar de Paleoproterozoico como se considera actualmente por la mayoría de los autores con base en algunas pocas determinaciones de edades.

b) CRV de asociaciones de plataforma, los cuales generalmente se localizan sobre un basamento félsico, granítico, y se componen de basaltos, comatiitas, carbonatos, BIF, rocas volcánicas félsicas. El basamento puede presentar entre los TTG y los CRV areniscas cuarcíticas y conglomerados con fragmentos de tonalitas, como por ejemplo el CRV de Lago Norte de Caribú, Provincia Superior, Canadá y el de Pastora, Venezuela, en la interpretación reciente de **Hildebrandt (2005).**

Otros ejemplos son Barbeton y Pilbara. El CRV Warrawoona de 3.46 Ga de Pilbara, se compone de dos secuencias de afinidad de plumas de calor y otra tercera secuencia, comprendida entre las dos, de afinidad plateau oceánico, de carácter calco-alcalina de arco de islas. Las rocas volcánicas eruptaron a través de corteza continental, en una zona de rift continental.

Las relaciones Th/Ta y La/Yb en basaltos de los CRV indican la composición de la fuente del manto original y son estables, respecto a diferentes grados de cristalización fraccionada o fusión parcial, y también parecen ser insensibles a grandes cambios de alteración y metamorfismo.

Basaltos tipo MORB y basaltos de plateau submarinos (SPB) son similares en sus contenidos de las relaciones citadas: Th/Ta <2 y La/Yb <5, reflejando fuentes de manto agotadas. Si los basaltos contienen relaciones La/Yb >5 se debe, probablemente, a contaminaciones de la fuente mantelar.

Por el contrario, basaltos de arcos de márgenes continentales (CAB) y basaltos de arcos de islas (IAB) muestran enriquecimiento de la fuente mantelar con Th/Ta >5 y La/Yb >2

Fiji es representativa de arcos oceánicos, y allí las relaciones Th/Ta y La/Yb aumentan en los basaltos a medida que el arco evoluciona de temprano a maduro, lo cual refleja un aumento en la cantidad de LREE con el tiempo en la cuña del manto subyacente. Fuentes mantelares enriquecidas y con alta relación U/Pb (basaltos HIMU) parece que no han participado mayormente en la formación de basaltos de arcos.

La mayoría de los basaltos de plateau continental (CFB) y de rifts continentales (CRB) muestran relaciones de Th/Ta <5, aunque algunos CRB como los de Etiopía parecen tener aportes de fuentes mantelares tipo HIMU. En los basaltos del Deccan parece existir dos tipos generales de basaltos, unos enriquecidos o HIMU y otros miembros finales derivados de fuentes del manto agotadas.

La gran mayoría de los basaltos de CRV del Arqueozoico y del Proterozoico muestran relaciones Th/Ta y La/Yb, cercanos a mezcla de fuentes mantelares agotadas (DM) y de corteza oceánica (UC) y muy poco de fuentes mantelares enriquecidas (HIMU)

Las características geoquímicas más contrastantes entre rocas basálticas de arco de islas y las de plateau oceánico son las anomalías negativas de Nb-Ta, en un diagrama de elementos incompatibles normalizado para el manto primitivo, que registran las rocas de arcos de islas.

Los basaltos de plateau oceánico en diagramas de REE normalizados para acondritos, muestran trends, no fraccionados, planos; mientras que los basaltos tipo MORB muestran trends agotados en LREE.

Algunas veces los basaltos de arcos de islas también pueden mostrar anomalías negativas de Th, P y Ti. En un diagrama Th/Ta versus La/Yb, los basaltos de plateau oceánicos modernos coinciden su ploteo con los basaltos arqueozoicos relacionados a plumas de calor, tipo 1 de llanuras máficas. Basaltos de CRV de la Provincia Superior Occidental de Canadá caen en un 60% en el campo de los basaltos de plateau moderno y sólo 11% en el campo de islas oceánicas.

Gráficos de Ni (ppm) versus MgO (peso %) separan los campos de basaltos de arcos de islas (con bajos contenidos de Ni) de basaltos de plateau oceánicos relacionados con plumas de calor (con altos contenidos de Ni), siguiendo a **Condie (2001)** y **Campbell (2001).**

Basaltos del CRV de Red Lake, Canadá, parecen haber interactuado y se contaminaron de corteza félsica, dados sus altos valores de Th/T y La/Yb. Los basaltos del CRV de Abitibi muestran un mayor rango de las relaciones de Th/Th y La/Yb que los basaltos generados de modernas plumas de calor. Debe tenerse presente los efectos de la alteración metamórfica e hidrotermal que sufrieron las rocas de los CRV, con la consecuente pérdida y disminución de ciertos óxidos y elementos traza.

No se recomienda en los estudios de CRV determinar edades por los métodos Rb-Sr ni por Sm-Nd, porque siempre dan valores menores que las edades determinadas por U-Pb en circones, ni tampoco tener mucho en cuenta las relaciones de Sr isotópico original, porque siempre, a menos que se obtenga en piroxenos no alterados, dan relaciones muy altas que nada tienen que ver con la fuente original. Por otra parte, algunos de los diagramas utilizados para rocas basálticas de edad Fanerozoico para diferenciar basaltos de islas de basaltos formados en otros ambientes, no resultan siempre apropiados para basaltos de CRV del Precámbrico **(Tomlinson y Condie, 2001)** por lo cual debe tenerse particular cuidado en la selección de criterios para clasificar los ambientes de formación de rocas basálticas del Precámbrico o, en todo caso, explicar las diferencias (en particular en el Arqueozoico con zonas de subducción menos pendientes y mayor abundancia de plumas de calor y de comatiitas).

Evidencias geoquímicas y de campo sugieren, que procesos de plumas de calor y de arcos operaron simultánea o intermitentemente en una misma localidad durante el desarrollo de muchos CRV del Arqueozoico.

La mayoría de los basaltos del Arqueozoico de plateaux tienen relaciones Th/Ta y La/Yb, similar a basaltos de plateaux submarinos, derivados de fuentes de manto agotado. Sin embargo, todos los tipos de basaltos del Arqueozoico muestran relativos altos contenidos de Ni, Fe y Co y bajo de Al_2O_3 comparados con basaltos más jóvenes con el mismo número de Mg, lo cual puede deberse a mayor grado de fusión del material mantelar por la mayor temperatura del manto (unos 200ºC más elevada) en el Arqueozoico.

Ni erupciones ni colisiones, o sea, que no se registran ni inicios ni cierres, de CRV en el lapso 2.450-2.200 Ma y 1.650-1.350 Ma, habiéndose registrado prominentes picos de esos eventos en 2.7 y 1.9 Ga. Colisión, o "collage", y acreción de terrenos oceánicos a los continentes, fue y es uno de los más importantes mecanismos de crecimiento continental.

Basaltos de arcos de islas, que se pueden encontrar intercalados con basaltos relacionados a plumas de calor, **(Condie, 2001)** están típicamente asociados a rocas volcánicas félsicas y grauvacas, como los CRV de Pastora y Botanamo.

La mayoría de las rocas de los CRV del Arqueozoico son corteza juvenil generada en zonas de arcos de islas sobre una zona de subducción y material del manto rela-

cionado a plumas de calor. Rocas volcánicas de los CRV del Paleoproterozoico representan material juvenil derivado del manto, a través de zonas de arcos de islas y piso oceánico de zona de "rifts", detrás del arco.

CRV del Arqueozoico que se desarrollaron como corteza continental o arcos continentales, pueden ser autóctonos. Ellos también se desarrollaron como terrenos oceánicos o secuencias oceánicas relacionados a plumas de calor.

El concepto de arco-pluma de calor pivotea la evolución de CRV del Arqueozoico, como en Abitibi, donde las comatiitas se encuentran intercaladas con basandesitas de arcos de islas encima de zonas de subducción. Situación algo similar se estima para el CRV de Pastora en El Callao, Escudo de Guayana, Venezuela.

¿Es el CRV de El Callao de edad Paleoproterozoico? ó ¿Neo-Arqueozoico? ¿Cómo el CRV de Abitibi con el cual comparte tantas similitudes? Obviamente que se requieren muchas dataciones U/Pb para aclararnos, en parte, estos interrogantes. Sin embargo, esto es mucho más complejo, ya que muchos CRV son "terrenos" o "superterrenos" que contienen varios CRV amalgamados, produciendo el efecto de un solo CRV tal como Abitibi, Canadá, que al menos contiene diez (10) CRV yuxtapuestos, y cada uno con su propia historia y edades tectonomagmáticas.

Los CRV suelen presentar la siguiente secuencia: Cuarcitas y rocas carbonáticas de ambiente plataformales, tipo Formación El Miamo, con cantidades menores de rocas volcánicas máficas y comatiitas de aguas poco profundas a profundas, cherts y basaltos tholeiíticos, yacentes discordantes sobre un basamento de secuencias plataformales, o basamento granítico tipo Complejo granítico de Supamo. Hacia el tope se localizan BIF y rocas volcanoclásticas.

Secuencias de CRV de arcos de islas a poca profundidad se caracterizan por un magmatismo bimodal basáltico-dacítico en cuencas "pull apart", o de distensión o "rifts" con volcanismo calco-alcalino a alcalino.

En términos estratigráficos, la secuencia de arcos y de cuencas detrás del arco en el Arqueozoico, consisten de lavas basálticas, seguidas hacia arriba por rocas volcánicas máficas de volcanes de escudo, sobre los cuales se desarrolló vulcanismo bimodal central.

Algunos CRV del Arqueozoico contienen ofiolitas, como en Dongwanzi, China, de 2.505 Ma que se compone de **A.** 70 m de rocas ultramáficas cizalladas en la base, seguida por **B.** 5 m de gabros y gabros estratificados tipo ofiolíticos y **C.** Rocas volcánicas basálticas con estructuras almohadilladas y **D.** Chert, BIF y pelitas en el tope.

También **Furnes y otros (2008)** postulan que Isua, en Groenlandia, 3.8 Ga que contiene dos unidades, una interna formada por basaltos tholeiíticos almohadillados, diques máficos, rocas gabroides y rocas ultramáficas metasomatizadas, cherts y BIF y una parte externa formada por gabros y rocas meta-volcano-sedimentarias. Las primeras corresponden, geoquímicamente, con ofiolitas asociadas o no a subducción, mientras que las segundas corresponden con boninitas de suprazonas de subducción, lo cual indica que la tectónica de placas del Fanerozoico parece estar ya activa en 3.8 Ga.

Los CRV del Proterozoico más conocidos son:

- CRV del Birrimian-Transamazónico (2.3 Ga - 2.0 Ga), de W. África/Guayana-Sur América,
- CRV del Trans-Hudsoniano de Norte América (2.05 Ga - 1.8 Ga),
- CRV del Báltico de 2.2 Ga - 1.8 Ga y
- CRV 0.95 Ga - 0.45 Ga del Pan Africano del Escudo Arábigo-Nubiano del Norte de África Oriental.

Los episodios del vulcanismo de los CRV del Proterozoico duraron 30 Ma - 100 Ma y la culminación o cierre oceánico, ocurrió unos 100 Ma a 150 Ma después del vulcanismo.

Los ambientes tectónicos en que se desarrollaron las rocas volcánicas de los CRV del Proterozoico, son:

- Arcos de islas encima de zonas de subducción y arcos magmáticos continentales
- Cuencas detrás del arco de islas
- Plateaux oceánico relacionado a plumas de calor.

Trondjemitas, Tonalitas y Granodioritas (TTG)

Rollinson (2006) sumariza la importancia de los TTG en la formación de la corteza continental (CC) como sigue:

- Los procesos o mecanismos por los cuales la CC se formó en el Arqueozoico fueron diferentes a los procesos por los que se está formando actualmente.
- La tasa o porcentaje por la cual la CC se originó en el Arqueozoico fue mucho mayor a la que se está formando actualmente.
- Debido a que la CC en el Arqueozoico está dominada por TTG, para entonces los procesos de formación de la CC en el Arqueozoico requieren un gran conocimiento de los mecanismos involucrados en la génesis y evolución de los TTG durante ese tiempo.

Los TTG son asociaciones de tonalitas, granodioritas, trondjemitas y sanukitoides (granodioritas con alto contenido de MgO) que en el triángulo An-Ab-Or se plo-

tean en el campo TTG de **O'Conor (1965),** y en el triángulo K-Na-Ca en el campo de trondjemitas.

Los TTG son rocas graníticas ricas en sílice y alúmina, pero con bajos contenidos de FeO + MgO + MnO + TiO_2, del campo calco-alcalino pero pobres en potasio, granitos tipo I, con hornblenda, escasa o nula muscovita, abundante magnetita e ilmenita, allanita, esfena y a veces pirita. Los TTG se caracterizan por muy baja relación K_2O/Na_2O (promedio 0.36).

Su composición en elementos traza muestra anomalías negativas de Nb-Ta-Ti y P, REE modelos muy bien fraccionados con La/Yb = 38.4 con bajos contenidos de HREE con Yb = 2.6 y poco notoria anomalía de Eu.

Los contenidos de isótopos originales de Sr-Nd (0.701 - 0.703 y + 4 a -3, respectivamente, son muy próximos a la composición del manto Arqueozoico, por lo cual los TTG representan aportes juveniles del manto a la corteza. Los TTG presentan altos valores de Sr y bajos de Rb.

Los TTG Arqueozoicos están agotados en Sc, Y, Yb, HREE, $5 < (La/Yb)_N < 150$; $0.3 < Yb < 8.5$.

Los TTG del Arqueozoico se diferencian de los TTG de edad post-Arqueozoico en que estos últimos están más asociados con rocas máficas grabroides e intermedias andesíticas, registran mayor relación K_2O/Na_2O (0.92 en promedio), están enriquecidos en elementos incompatibles (Rb, Ba, Th, U, K), moderado fraccionamiento de REE y trends no fraccionados LREE, alto contenido Yb: 5 siendo $La/Yb < 20$.

La petrogénesis de los TTG del Arqueozoico se explica **(Martin, 1994)** en tres fases:

- **Primera Fase:** fusión parcial del manto superior agotado, generando grandes volúmenes de basaltos tholeiíticos. Estos basaltos tholeiíticos son diferentes a los actuales basaltos tipo MORB. Su composición es similar a tholeiitas del Arqueozoico de Finlandia.

- **Segunda Fase:** fusión parcial de tholeiitas, dejando un residuo eclogítico hornbléndico o anfibolita granatífera y un fundido de más baja temperatura de composición tonalítica, a unos 650ºC-850ºC y 10-20 Kb de presión. Sin embargo, tonalitas típicas sólo se producen cuando aparece granate como una fase residual a presiones >16 Kbar.

- **Tercera Fase:** Cristalización fraccionada del magma tonalítico produciendo fundidos granodioríticos y trondjemíticos y un residuo más refractario, rico en hornblenda, ilmenita y plagioclasa.

Magmas calco-alcalinos se generan por fusión parcial de la cuña metasomatizada. En el Arqueozoico los gradientes geotérmicos eran más elevados y la curva del solido hidratado de la corteza oceánica subductada fue alcanzada antes de quedar totalmente deshidratada.

La fuente de los TTG fue la corteza oceánica subductada. En ambientes de arcos presentes, la corteza oceánica es vieja cuando comienza a subductar y su edad promedio es entonces 60 Ma. En el Arqueozoico se estima que se vuelve vieja en unos 20 Ma. Por ello, en la corteza subductada actual, al ser más lento su descenso, se enfría.

En algunos aspectos los TTG del Arqueozoico son similares a tonalitas y granodioritas más jóvenes y actuales, de márgenes continentales activas, tipo Cordillera Andes, pero estas últimas con más elevados índices de K_2O/Na_2O cercanos a 1 mientras que rocas similares del Arqueozoico tienen relaciones de 0.5 o menos.

También hay diferencias significativas en ciertos elementos trazas entre rocas similares de tan distintas edades.

Así, por ejemplo, TTG del Arqueozoico presentan altas relaciones de La/Yb y bajas concentraciones de Yb_n (generación de granate durante procesos de fusión parcial o formación del magma), mientras que granitos similares post-Arqueozoicos presentan más bajas relaciones La/Yb y más altas concentraciones de Yb_n **(Rollinson, 2006),** lo cual implica no sólo que son distintas sino que también se formaron de maneras diversas y en ambientes tectónicos diferentes.

Los trends de Rb versus Sr muestran una relación positiva en rocas TTG del Arqueozoico y negativas en rocas TTG del Proterozoico a Fanerzoico, lo cual se explica por una fusión parcial profunda de una fuente máfica a ultramáfica en la que la plagioclasa estaba ausente y posiblemente el granate presente (eclogítica?), mientras que rocas tipo TTG de los Andes se produjeron por fusión parcial de magmas básicos con plagioclasa, a niveles poco profundos (basaltos altos en alúmina).

Subsecuentemente, grandes volúmenes de rocas graníticas (GGM y SG) se formaron por procesos de fusión parcial de corteza continental pre-existente de composición TTG. El emplazamiento de las rocas graníticas GGM ocurrió como "sills" o "capas" subhorizontales", lacolitos, que intrusionaron debajo y encima de los remanentes TTG con algún cizallamiento o "thrusting".

A pesar de que se considera que la asociación granítica TTG puede originarse por fusión parcial de corteza oceánica basáltica hidratada, dejando un residuo en el manto menos hidratado, eclogítico o granulítico, no es suficiente para producir el gran volumen de corteza continental del Arqueozoico, para lo cual se requiere que parte del residuo anhídrico fuese reciclado, para alcanzar, por procesos de fusión parcial, tan grandes volúmenes de TTG.

Se dan dos modelos de derivación, por tectónica de placas, para los TTG:

- Subducción poco profunda en una litosfera espesa y caliente y
- Diferenciación y delaminación in situ, inducida por plumas de calor.

Recientemente, **Polat y Frei (2005)** propusieron un modelo de subducción de ridge para explicar el origen de los TTG en el CRV de Isua, Groenlandia. De acuerdo con este modelo, fusión parcial de corteza oceánica acrecionada lateral y alterada hidrotermalmente saliente del rigde, a condiciones de P/T facies Anfibolita a Eclogita, por el efecto de un hot spot o pluma de calor ascendente astenosférico, produjo fundidos diferenciados TTG.

El levantamiento diapírico de los fundidos TTG formó la primitiva corteza continental Arqueozoica, y los complementarios residuos refractarios eclogíticos quedaron en el manto litosférico sub-continental.

El modelo termal de **Abbot y otros (1994)** postula que las zonas de subducción del Arqueozoico eran poco pendientes a casi planas, entre 4.0 a 2.5 Ga y que una transición de zonas de subducción poco pendientes a inclinadas ocurrió a partir de 2.5 Ga, siendo definitivamente pendientes, al estilo Fanerozoico, a partir de los 2.2 a 2.0 Ga, Esto concuerda con el incremento de Mg y Ni en los TTG más jóvenes del Proterozoico hacia delante.

Los bajísimos contenidos en Mg y Ni de los TTG del Complejo granítico de Supamo apuntan hacia una edad Neoarqueozoico, como lo postuló primero **Gaudette y otros (1974)** y no del Paleoproterozoico como ahora es ampliamente admitido. ¿No estará pasando con los gneises del Complejo granítico del Supamo algo similar a lo que ocurrió con los gneises de Minnesota? Pero con la diferencia de que a estos últimos le han realizado cientos de determinaciones por U-Pb en núcleos de circones realmente no recristalizados que han llevado a su verdadera edad de origen del Mesoarqueozoico y no del Proterozoico.

Se conocen al menos tres mecanismos que promueven u originan subducción poco pendiente a casi plana:

- Sobrecorrimiento de la placa a subducir,
- Subducción de un plateau oceánico relacionado a pluma de calor, y
- Fuerzas de succión diversas.

Granitos y granodioritas del Fanerozoico ocurren en ambientes bien definidos de tectónica de placas compresivas, con zona de subducción, pendiente a poco pendiente, respectivamente,. Ambos tipos de rocas graníticas se observan en el Arqueozoico, relacionados con CRV, aunque los TTG son mucho más abundantes que los granitos sensu stricto o potásicos.

Los TTG pueden ser sin a tardíos tectónicos fundidos de corteza oceánica de >50 km de fundidos fértiles de basaltos de plateau, mientras que sus equivalentes volcánicas, las adakitas del Arqueozoico y del Cenozoico son originadas en arcos de islas por la fusión parcial de cortezas oceánicas delgadas, <7 km, tipo MORB agotados en LREE **(Kerrich y Polat, 2006).**

La coexistencia de plumas de calor generadoras de plateau de comatiitas y volcanismo relacionado de arcos de islas, con zonas de subducción, son bien reconocidos en el CRV de Abitibi en Canadá y en Yilgarn, Australia, donde el elongado cratón fue disruptado hacia 2.705 Ma y fue rellenado rápidamente por lavas comatiíticas y basálticas. Hacia 2.670 Ma subducción y colisión de continente, versus continente, terminó con el volcanismo del rift y se inició la deformación regional seguida de magmatismo granítico.

Por lo tanto, la actividad volcánica de comatiitas y basaltos tholeiíticos está relacionada a plumas de calor. Hacia 2.705 Ma se registra una gran erupción de alcance global de comatiitas, lo cual implica el gigantesco evento de superpluma de calor hacia 2.7 Ga.

En ese tiempo, Arqueozoico, con un pico máximo hacia 2.7 Ga, se generó entre el 50% hasta el 60% de la corteza continental juvenil o primaria del Planeta Tierra, derivada por fusión parcial y diferenciación del material del manto superior y la tectónica de placas inducidas por plumas de calor, pero a partir de 2.7 Ga, con la gran formación de TTG, o algo después, los procesos de tectónica de placas fueron absolutamente dominantes en la evolución del crecimiento de la corteza continental.

Los primeros son los más abundantes y formadores de corteza en el pico 2.7 Ga y, en síntesis, se formaron por fusión parcial de basaltos hidratados con significativas cantidades de residuos reciclados eclogíticos de la corteza oceánica más inferior, en regreso al manto litosférico.

Las **Figuras No. 8 y 9** muestran la formación de domos graníticos en el Arqueozoico. Muchos de los terre-

nos CRV-TTG del Arqueozoico se caracterizan por presentar estructuras dómicas contra sinformes, o estructuras similares, de CRV, tales como en Zimbabwe, Kaapvaal, Pilbara, Yilgarn, Dharwar, Superior, Minas Gerais, Pastora.

La mayoría de los domos tienen formas circulares a ovoides, de 50 o más km de diámetro, con estructura prácticamente de cilindros verticales de, por lo menos, 14 km de profundidad, emplazados a través de fallas circulares y zonas de cizalla verticales, con foliación vertical. Los sinformes de CRV no presentan orientación preferente, con foliaciones no paralelas, sino arqueadas y siguiendo la foliación tectónica concéntrica de los domos.

Deformación diapírica por boyancia gravimétrica, acompañada de cizallamiento y corrimientos ("thrusting") de la parte media e inferior de la corteza. El plateau oceánico de Pilbara se depositó sobre una corteza continental en una zona de rift. Un evento relacionado a plumas de calor hacia 3.24 Ga produjo intrusiones graníticas amplias y emplazamientos graníticos dómicos.

Las intrusiones graníticas mayores TTG en Pilbara ocurrieron a 3.49-3.41 Ga, 3.32-3.30 Ga., 3.25-3.24 Ga, 2.95-2.93 Ga y 2.85-2.83 Ga. La secuencia CRV-TTG per se del Supergrupo Pilbara, Australia, de hasta 15 km de espesor, es autóctona, aunque con algunas discordancias y fallas internas importantes. El diapirismo granítico de las rocas TTG de Pilbara se desarrolló episódicamente, a medida que la secuencia se depositaba, comenzando en 3.46 Ga.

Un evento mayor diapírico se registró hacia 3.24 Ga, relacionado a plumas de calor, seguido luego por erosión de parte de la secuencia CRV-TTG. Otro evento ocurrió hacia 2.95 Ga coincidente con un importante evento tectonotermal, con un hundimiento en el NW de Pilbara de los sinformes de CRV y un levantamiento y erosión de los domos graníticos. En suma, en Pilbara, seis CRV radian y están separados por otros seis complejos circundantes de granitos dómicos TTG. Así que el cizallamiento más importante no fue horizontal tipo corrimientos alpinos, sino casi vertical, claramente observable en los contactos CRV-TTG. Algunas interpretaciones geofísicas apuntan hacia intrusiones (tipo hongo) de domos en el tope sostenidos por raíces delgadas verticales, al estilo de anortositas.

El modelo CRV-TTG es de ciclos repetitivos (15 a 35 Ma de duración c/u) de plumas de calor con volcanismo máfico-ultramáfico, relacionado calentamiento de base de la corteza continental, levantamiento dómico, erosión parcial a avanzada de tales domos y depositación de secuencias sedimentarías clásticas entre domos.

El modelo diapírico explica la relación CRV-TTG como debida a una tectónica vertical, con limitada afectación por tectónica regional tardía compresiva, con desarrollo de algunos corrimientos. El volcanismo está relacionado con plumas de calor extensional.

Rocas tipo boninitas, sanukitas y basaltos con altos contenidos de Nb, proveen evidencia geoquímica para subducción e interacción de la cuña del manto metasomatizada encima. Sin embargo, este modelo implica una corteza oceánica delgada y fría, pero aún boyante, que, por el contrario, debió ser espesa y caliente en el Arqueozoico.

Esto se ha explicado diciendo que la corteza oceánica y el manto litosférico se formaron distantes y separadamente y luego se yuxtapusieron tectónicamente por corrimientos o "thrusting". Por otro lado, los TTG, como los del Complejo granítico de Supamo en Guayana, son bajos en el contenido de MgO, comparados con las adakitas (=dacitas con alto MgO).

La mayoría de los TTG del Arqueozoico en promedio tienen altos contenidos de sílice y alúmina, bajo de hierro total y de MgO, MnO y TiO_2, bajo K_2O/Na_2O (0.36), alto Sr (>450 ppm), bajos Rb/Sr (0.12), K/Rb (<550), anomalía negativa Nb-Ta, relativa a La y negativo Ti relativo a Sm, bajas concentraciones de Ni, Cr, V (14, 29, 35 ppm respectivamente), bajo Yb_n (2.6) y REE acentuadamente agotados en HREE.

Los TTG se derivaron por procesos de fusión parcial de material proveniente del manto, basáltico magnesiano, en uno solo o múltiples eventos, con delimitaciones de profundidaes por la presencia de granate, implícita por la baja HREE, y la ausencia de plagioclasa, por el alto contenido de Sr, en el orden de 1.0 GPa y a menor temperatura por abundante agua, inducida por la presencia de hornblenda, mineral esencial en la fuente. Estas rocas basálticas son tholeiitas.

No todos los TTG se originaron o derivaron de la misma forma **(Rollinson, 2006):**

a. Unos TTG del Arqueozoico se derivaron directamente de la corteza subductada fundida. Relaciones variables de K/Rb, y concentraciones de U y Th en algunos TTG pueden indicar que hay un rango composicional de la corteza subductada.

b. Otros TTG del Arqueozoico se derivaron por mezcla del subductado fundido con corteza continental aún más antigua, más máfica, más rica en Mg y Ni. Esto puede ser el producto de mezcla de sedimentos subductados o de corteza más antigua asimilada por la corteza subductada y fundida.

c. Algunos TTG del Arqueozoico son híbridos fundidos de la corteza subductada fundida con peridotita de la cuña del manto encima a la zona de subducción. Cuando la contribución en el fundido de la peridotita es importante (≥30%), ese fundido tiene carácter de sanukitoides.

Los magmas modernos tipo TTG o adakitas difieren de los magmas TTG del Arqueozoico en que contienen más bajas concentraciones de Y, Yb, y más altos valores de Sr, MgO.

En un diagrama de Sr/Y versus Y los TTG del Arqueozoico, las rocas dacíticas de arcos de islas contienen más altas concentraciones de Y y menor relación de Sr/Y que las adakitas y los TTG del Arqueozoico; pero las adakitas sobrelapan en gran parte la composición de los TTG del Arqueozoico y ello implica que ambos se debieron formar por procesos de fusión parcial de corteza oceánica subductada, estando la cuña del manto superior encima de la zona de subducción.

El modelo de delaminación in situ del manto subyacente parece explicar el gran espesor requerido. En este modelo se envuelve una espesa corteza máfica oceánica tipo plateau, cuya parte inferior se puede convertir en una eclogita o granulita granatífera, dependiendo del gradiente geotérmico.

Las boninitas han sido identificadas en los arcos de islas de Izu-Bonin-Mariana así como en asociación con ofiolitas de Los Apalaches, Urales y en el Arqueozoico en los CRV de Isua, Abitibi, Karelia y Dharwar.

Las boninitas son una especie de "andesitas primitivas", confundidas o llamadas también basandesitas altas en MgO, similares a las sanukitoides del Arqueozoico, compuestas mineralógicamente de fenocristales de piroxenos y olivino en una matriz vítrea a microcristalina. Las boninitas se caracterizan geoquímicamente por presentar contenidos moderados de SiO_2 (57-65%), alto de MgO (8-15%) y bajo TiO_2 (<0.5%), y altos Mg/Mg + Fe (0.55-0.80), Ni (450 ppm o menos), Cr (200-1.800 ppm), Ba, Sr y LREE, con coeficientes de Ti/Zr (23-63) y La/Yb (0.6-4) relativamente bajos.

Las boninitas se dividen en dos tipos: unas con alto contenido de CaO (>10%) y otras con bajo contenido de CaO. En diagramas de álcalis totales versus SiO_2, o versus CaO, o versus CaO/Al_2O_3 se distinguen otros tres subtipos de boninitas.

En las boninitas de alto contenido de CaO, cada una de ellas derivada de una harzburgita cada vez menos refractaria del subtipo 1 al 3, formada a poca profundidad (30 km o menos) y temperaturas relativas altas (1.200ºC). En general las boninitas de bajo contenido de CaO tienen mucho mayor contenido en MgO y Ni que las de alto CaO.

Se afirma que estas rocas representan un producto de fusión parcial de segunda etapa de manto peridotítico residual, en cuya primera etapa se produjeron basaltos tholeiíticos, en una cuenca detrás de un arco, disruptado, de islas y aun en un arco magmático continental, a partir de la cuña ultramáfica del manto superior localizada encima de una zona de subducción.

Muchas de las boninitas están asociadas a ofiolitas (Cuba por ejemplo). Excepcionalmente algunas boninitas pueden formarse en un arco disruptado coincidente con una zona de subducción iniciada en una zona de falla de transformación relacionada con una zona de ridge magmático oceánico. También, dependiendo de ese gradiente, se puede producir fusión parcial dejando un residuo rico en granate y derivándose del fundido la cristalización de los TTG altos en Al. Ahora bien, como las eclogitas y las granulitas tienen mayor densidad que el manto caliente subyacente, se origina:

- La delaminación o adelgazamiento convectivo de la corteza oceánica inferior y reciclamiento de ese material a la litosfera, y
- Posiblemente corrientes de convección en el manto.

La base de la corteza densa y fría es reemplazada por el manto caliente y boyante, el cual sufre fusión por descompresión. El calor conductivo e intrusivo del fundido del manto originó una gran fusión de la corteza oceánica, produciendo fundidos de más bajo punto de fusión de los cuales cristalizaron los TTG bajos en Al, dejando un residuo de más alta temperatura, rico en hornblenda, TTG altos en Al, Nb/Ta y Zr/Sm.

El modelo de reciclamiento de corteza oceánica para producir fundidos de más baja temperatura de los cuales cristalizan los TTG, es ilimitado en volumen, mientras que el modelo de delaminación está limitado por el gran espesor de corteza (>30 km a 45 km) oceánica generada por plateaux oceánicos debidos a plumas de calor.

Una corteza oceánica de más de 45 km de espesor se requiere para producir un gran volumen de TTG, fusión parcial de solo el 5% (generando 10% a 40% TTG de lo referido mundialmente). Cuando una gran cantidad de fundido TTG se produjo y el residuo fue reciclado de regreso al manto, bien por procesos de subducción de tectónica de placas, bien por delaminación por plumas de calor, o por una combinación de ambos, se originó entonces la primera corteza continental del Arqueozoico.

CAPITULO II

Proterozoico

PROTEROZOICO

INTRODUCCIÓN

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

1. Formación de orógenos acrecionales en arcos de islas y magmatismo de surcos oceánicos (comatiitas) como en el Birrimian de África Occidental y el Transamazónico del Cratón Amazónico (2.1 Ga), SW de USA, Yavapai (1.8 Ga - 1.6 Ga), Escudo Nubian de Arabia (1.0 Ga - 0.5 Ga), Cadominan NW Europa (0.6 Ga - 0.5 Ga), Temprano Altaides (0.75 Ga - 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 Ga - 2.3 Ga, 1.5 Ga -1.3 Ga y 0.8 Ga - 0.7 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 al parecer 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 Ga - 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 anorogénico de "rifts" continentales con el emplazamiento de carbonatitas y complejos alcalinos de Gardar de 1.3 Ga -1.0 Ga, Península de Kola 0.6 Ga, etc., kimberlitas de Guaniamo de 0.7 Ga

El Escudo de Sur América durante el Proterozoico registró un gran crecimiento del espesor y extensión de la corteza continental, a través de tres procesos denominados globalmente como "collage" o sea el desarrollo de diversos orógenos 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 Ga -1.9 Ga, al final de la orogénesis Transamazónica, el Rodinia, al final y post Orogénesis de Grenville, a 1.1 Ga – 0.9 Ga y Pannotia-Gondwana, después de la orogénesis Brasiliano-Pan Africano.

Entre 1.300 Ma y 500 Ma el Supercontinente Rodinia fue agregado (1.300 Ma - 950 Ma), disruptado (750 Ma - 600 Ma) y un nuevo Supercontinente Pannotia-Gondwana se formó (680 Ma - 550 Ma). En este intervalo de 800 Ma alrededor de un poco más del 11% de la corteza continental conocida fue producida **(Condie, 2003),** pero localmente, como en el Escudo Arábigo-Nubiano, un 50% de corteza juvenil continental se originó dentro de ese tiempo (en particular 750 Ma - 550 Ma) y un 20% durante la orogénesis Pan Africana, en Amazonia y África Occidental.

El crecimiento de la corteza en el Neoproterozoico fue similar al crecimiento de la corteza continental durante el Fanerozoico, del orden de 1 km3/año, y esta baja tasa de crecimiento continental caracteriza tanto el "collage" como la disrupción de los supercontinentes **(Condie, 2003).**

La baja tasa de crecimiento continental en el Neoproterozoico pudo deberse a la ausencia de un evento superpluma **(Condie, 2003)** asociado a Rodinia o Pannotia-Gondwana. Si se requiere una disrupción de un supercontinente para originar un evento superpluma, la ausencia del mismo en el Meso y Neoproterozoico implica que el Supercontinente Atlántica-Caura del Paleoproterozoico no se disruptó lo suficiente antes de los 1.300 Ma para iniciar el collage de Rodinia. Sin embargo, otras evidencias, como referiremos más adelante, en China y en el Escudo de Guayana (kimberlitas diamantíferas de 710 Ma) soportan que la primera gran disrupción de Rodinia hacia 750 - 725 Ma estuvo relacionada con una pluma de calor.

Así, 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.

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 - Cerro Impacto, el "collage" tectónico Brasiliano - Pan-Africano, que al Sur de esa gran falla se reconoce en cuatro provincias geocronoló-

gicas de Brasil-Argentina (Borborema, Tocantins, Pampean y Mantiqueira, según **Neves y otros, (1999)** con los cinturones Brasilia, Araguai, Ribeira, Don Feliciano, Parguai, Seridú).

La actividad volcánico-plutónica generada post-colisión de 0.41 Ga (evento Caparoensis del Paleozoico Andino) se identifica con cinturones móviles del muy tardío Brasiliano-Pan Africano, o más bien y apropiadamente, de la Orogénesis Caledoniana.

En el Paleozoico Tardío y en el Triásico, se produjo la disrupción o "rifting" del Supercontinente Gondwana-Laurentia, vale decir Pangea, en fragmentos continentales con el inicio de la formación de nuevos océanos como el Atlántico.

Características del Proterozoico Mundial

La transición entre el Arqueozoico y el Proterozoico se caracteriza a escala mundial por un decrecimiento progresivo del grado geotérmico, de la presencia de comatiitas, de los altos contenidos de Mg, Cr, Ni, y por el contrario, de un incremento en Sr^{87}/Sr^{86} inicial 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 litosfera al manto.

También se produjeron en el Proterozoico coeficientes más acelarados de reciclamiento de sedimentos, mayor importancia de los "rifts" en los cratones y la formación de aulacógenos.

Encima de los cratones (áreas tectónicamente estables), ocurrieron grandes depósitos de sedimentos, tipo Roraima, Athabasca, Nubian, etc., que no han sufrido metamorfismo y poco tectonismo, sobre basamentos de CRV-TTG, rocas graníticas y otros.

También en el Proterozoico se regristró un gran número de diques asociados a complejos máficos-ultramáficos, tales como Stillwater, Sudbury, Bushveld, la Asociación Avanavero y otros, relacionados con plumas de calor.

Hacia el Neoproterozoico se originaron grandes macizos, intrusivos, de anortositas, no metamorfizados.

Los aulacógenos se localizan en ángulo alto con los "trends" de los cinturones orogénicos del Proterozoico. Estos aulacógenos son cuencas estrechas elongadas, rellenas de sedimentos no deformados a ligeramente plegados.

Las condiciones tectónicas del Proterozoico, con cratones o continentes estables, enjambres de diques y complejos emplazados en "rifts" continentales y la formación de cuencas elongadas y estrechas tipo aulacógenos, difieren grandemente de una tectónica muy activa del Arqueozoico, siendo la transición o cambio del estilo tectónico del Arqueozoico al Proterozoico el evento tectónico más relevante en la historia evolutiva del Planeta Tierra.

¿Qué causó tal transición de cambios? ¿Por qué el Arqueozoico es tan diferente del Proterozoico y del Fanerozoico? ¿La tectónica de placas actual es similar o muy diferente a la que operó durante el Proterozoico o en el Arqueozoico y por qué? Son preguntas cuyas respuestas conforman gran parte del esquema principal de la historia evolutiva del planeta.

Las características principales del Proterozoico son las siguientes:

Áreas: 20.6×10^6 km^2, de los cuales Norte América ocupa el 50%, Sur América y África un 11% c/u.

Litología, muy variable, pero con promedio aproximado de:

Ortogneises y migmatitas:	63%
Rocas metasedimentarias:	25%
Granitos masivos:	12%
Metamorfismo:	
Anfibolitas:	55%
Granulitas:	28%
Esquistos Verdes:	17%

Deformación: plegamiento recumbente con cizallamiento tipo corrimiento, grandes traslados subhorizontales, tipo napas, "thrusting" y orogenia tipo Alpina.

- Baja a moderada relación isotópica inicial de Sr y Nd, para corteza juvenil.
- Baja relación La/Yb lo cual implica un régimen de más baja temperatura de fusión parcial del manto que en el Arqueozoico.
- REE. Th, Sc revelan fuentes arqueozoicas ricas en corteza granítica.
- Asociados a arcos de islas, cuencas detrás del arco, se originaron nuevos y más evolucionados CRV, sin casi comatiitas, con basandesitas almohadilladas, grauvacas, lutitas/limolitas, escasas BIF con intrusiones o reactivaciones de tonalitas y trondjemitas seguidas por más tardías granodioritas (TTG), tipo CRV Pastora y Botanamo.

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 rocas volcánicas bimodales (basaltos y riolitas) asociadas a arcosas y conglomerados ± BIF; carbonatos en aulacógenos o "rifts" cratónicos.

Ofiolitas de 2.0 Ga formadas en zonas disruptadas de cuencas detrás del arco, implica que la tectónica de placas similar a la actual ya operaba en ese tiempo.

Emplazamiento, a través de "rifts" continentales, de importantes complejos anorogénicos máficos-ultramáficos estratificados, como el de Bushveld (2.0 Ga de Sur África) y de Sudbury (1.9 Ga de Canadá), posiblemente relacionados a plumas de calor.

Depósitos minerales:

- BIF tipo Lago Superior: 90% del mundial
- Paleoplaceres de Au-U: tipo Blind River
- Paleoplaceres de Au sin uranio: tipo Jacobina, Tarwa, Roraima, etc.
- Depósitos de U, sin oro, como Athabasca y posiblemente Roraima
- Depósitos de Cr, Pt, V, de Bushveld
- Depósitos de Sulfuros masivos: Zn-Cu-Pb ± Au tipo Kid Creek, Canadá.
- Depósitos de Sulfuros masivos de Ni, Pt, Cu, tipo Sudbury de Canadá.
- Depósitos de vetas de cuarzo aurífero orogénico tipo Callao, Ashanti, etc.
- Depósitos de pórfidos de Au, Au-Cu, tipo Cristinas, Omai, etc.

Gran producción de oxígeno vía fotosíntesis. Cambio de atmósfera reductora a oxidante. Se postulan dos fases en la oxigenación de la Tierra: una primera o evento de gran oxidación **(Scott y otros, 2008),** marcado por la ausencia de BIF del Arqueozoico y un incremento importante de materia orgánica enterrada, en lutitas carbonosas o evento Lomagundi, hacia 2.4 Ga, del paso del Arqueozoico al Proterozoico y un segundo evento después del retorno de las BIF, hacia 1.9 Ga, por 500 Ma de acumulación de Fe en los océanos desde las últimas BIF del final del Arqueozoico, cerrándose así el ciclo redox de S, Fe, Mn y Mo expresado en su enriquecimiento en lutita rica en carbón orgánico.

Estos cambios no fueron bruscos sino más bien graduales y se pasó de capas verdes y grises con pirita, a capas rojas sin pirita, en casi todas las secuencias volcanoclásticas y sedimentarias a nivel mundial.

Clímax orogénico-tectónico: en el Paleoproterozoico (2.0 Ga -1.8 Ga) con amplio cizallamiento inverso, imbricaciones, metamorfismo, magmatismo granítico intenso, tipo arcos magmáticos de los Andes en respuesta parcial a procesos de cierre oceánicos, y tectónica de colisión de bloques (arcos de islas versus continentes, etc.).

En ambientes continentales y de bordes continentales, con tendencias shonshoníticas, de muy alto contenido de potasio, encima de una zona de subducción en el área continental, se originaron rocas volcánicas riolíticas y granitos tectónicos tardíos a post-colisión, poco fraccionados, calco-alcalinos, más evolucionados que sus fuentes tonalíticas y trondjemíticas, con edades <2.000 Ma, caso Superasociación ígnea Cedeño del Escudo de Guayana o Provincia Cuchivero-Ventuari- Parima-Tapajós.

El segundo pico tectónico universal con plumas de calor se localiza hacia 2.0 Ga - 1.8 Ga y corresponde con gran abundancia de diques máficos radiales, un gran pico de lutitas negras carbonosas, indicativas de climas cálidos, soportando el incremento del efecto "greenhouse" (CH_4 y CO_2) en la atmósfera, evento que es esperado durante la acción de plumas de calor.

También hubo una gran abundancia en el volumen y tipos de estromatolitos concordante con una mayor temperatura global, más altos niveles del mar, y un incremento en el efecto "greenhouse".

En este lapso hubo nuevos CRV-TTG y posteriores GGM y SG. Este período más tranquilo, se caracterizó por ajustes isostáticos, cuencas con márgenes pasivas, grandes desarrollos de BIF, plataformas continentales carbonáticas gigantes en Pilbara y Kaapvaal.

La primera gran glaciación ocurrió hacia 2.4 Ga - 2.2 Ga. Se pasó de una atmósfera rica en CO_2 a otra rica en O_2.

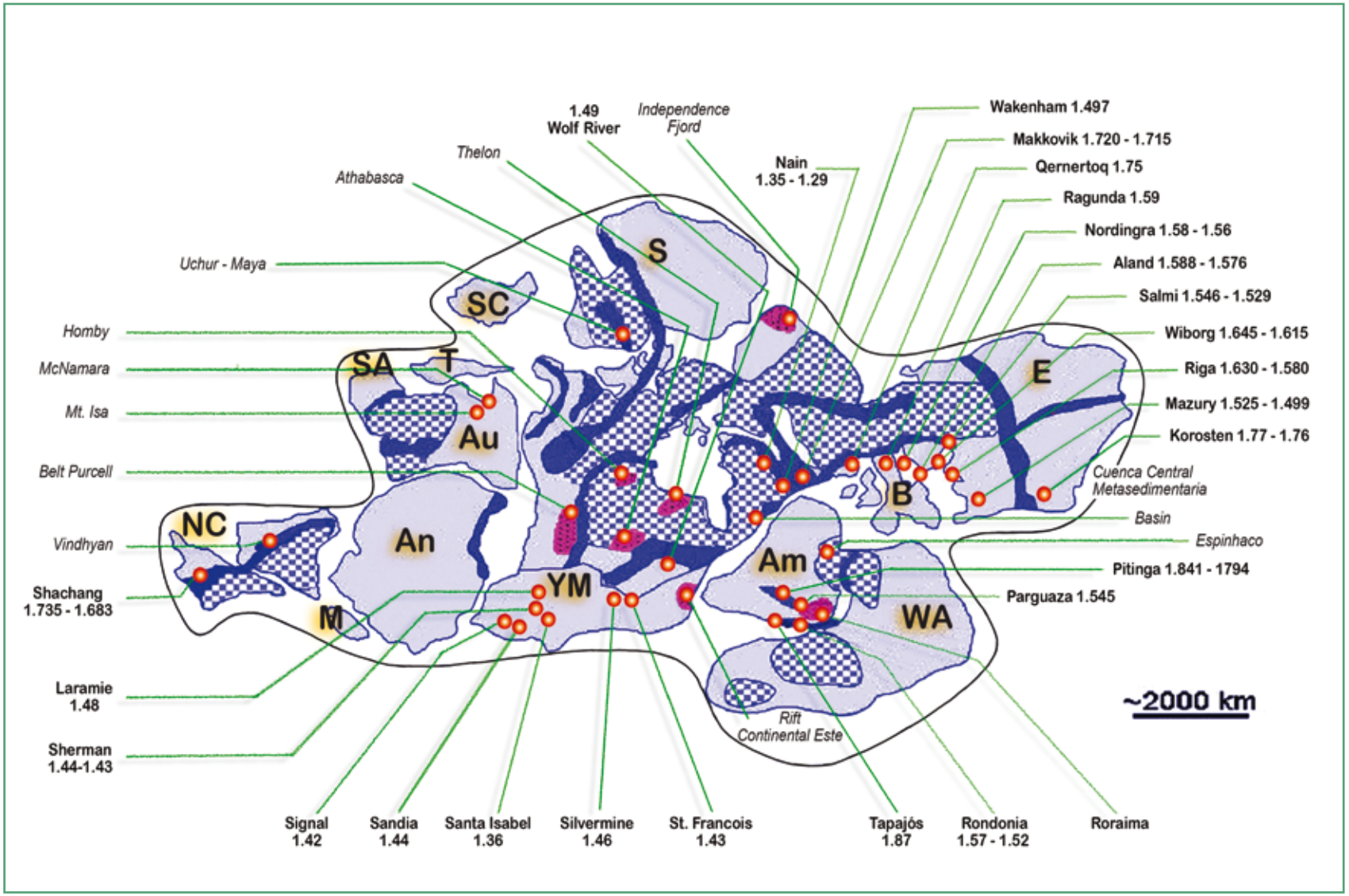


FIGURA No. 63 Mapa general sobre la reconstrucción del Supercontinente Columbia, hacia 1.6 Ga. *(Tomado de Zhao y otros, 2003)*

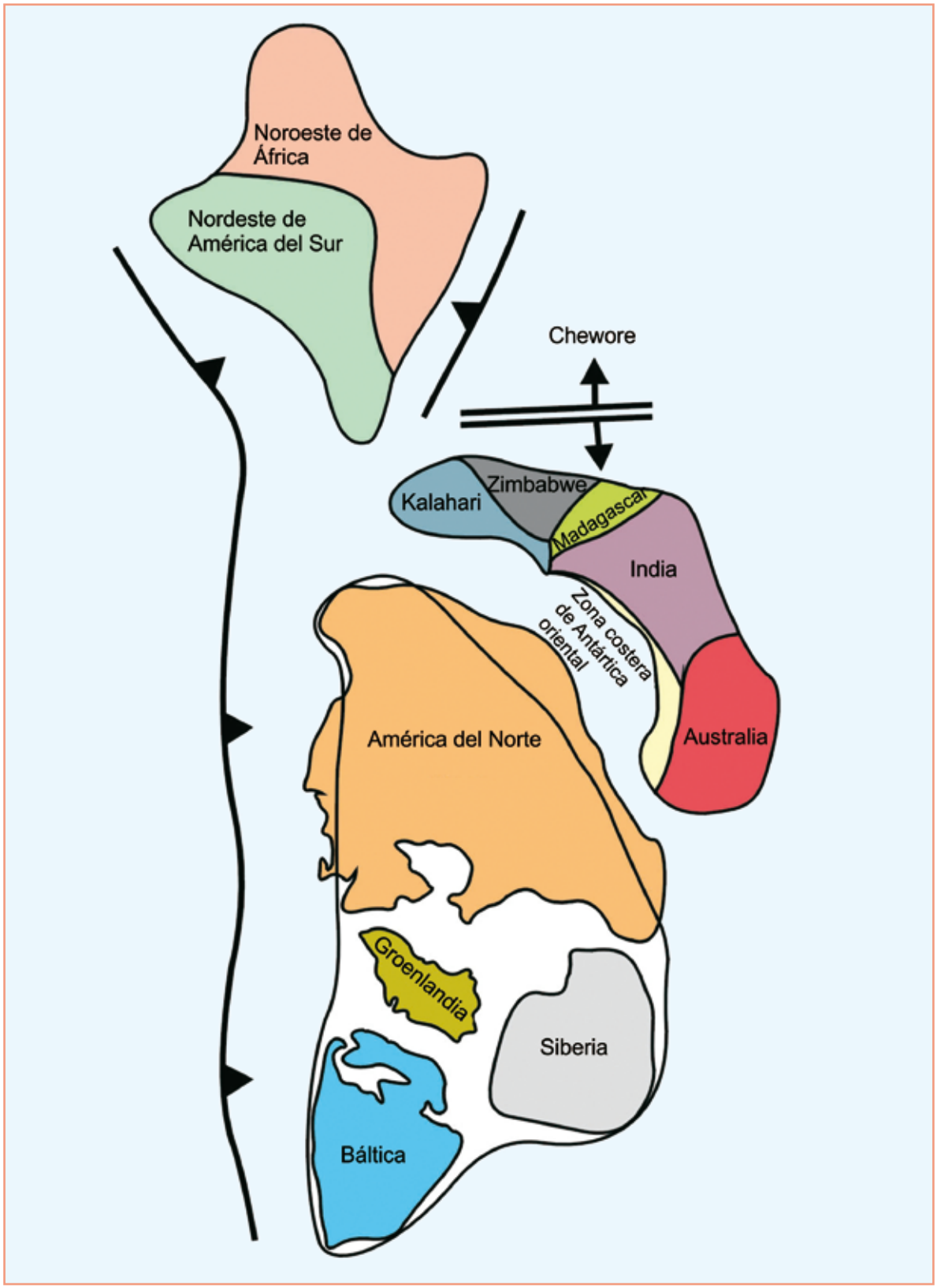


FIGURA No. 64 Supercontinente Columbia según Rodgers y Santosh (2002) se inició en el Mesoproterozoico *(Tomado de CPRM, Univ. de Sao Paulo, 2006)*

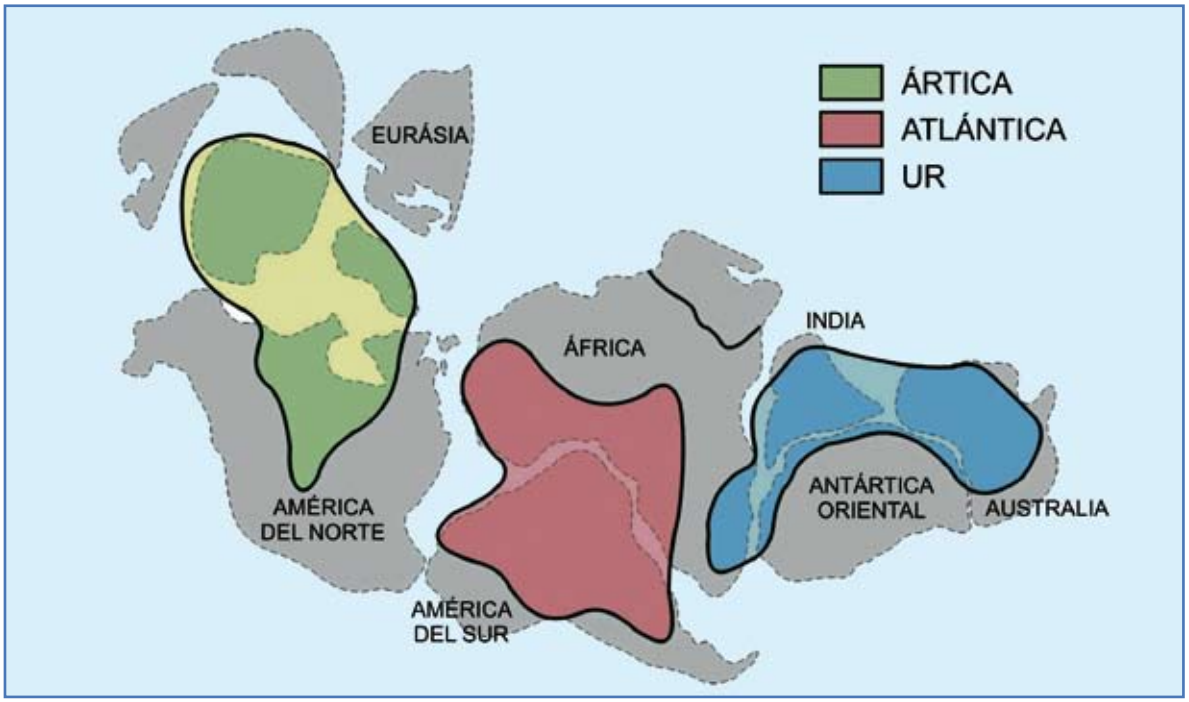


FIGURA No. 65 El Supercontinente Atlántica cubría gran parte de Sur América y W África *(Tomado de CPRM, Univ. de Sao Paulo, 2006)*

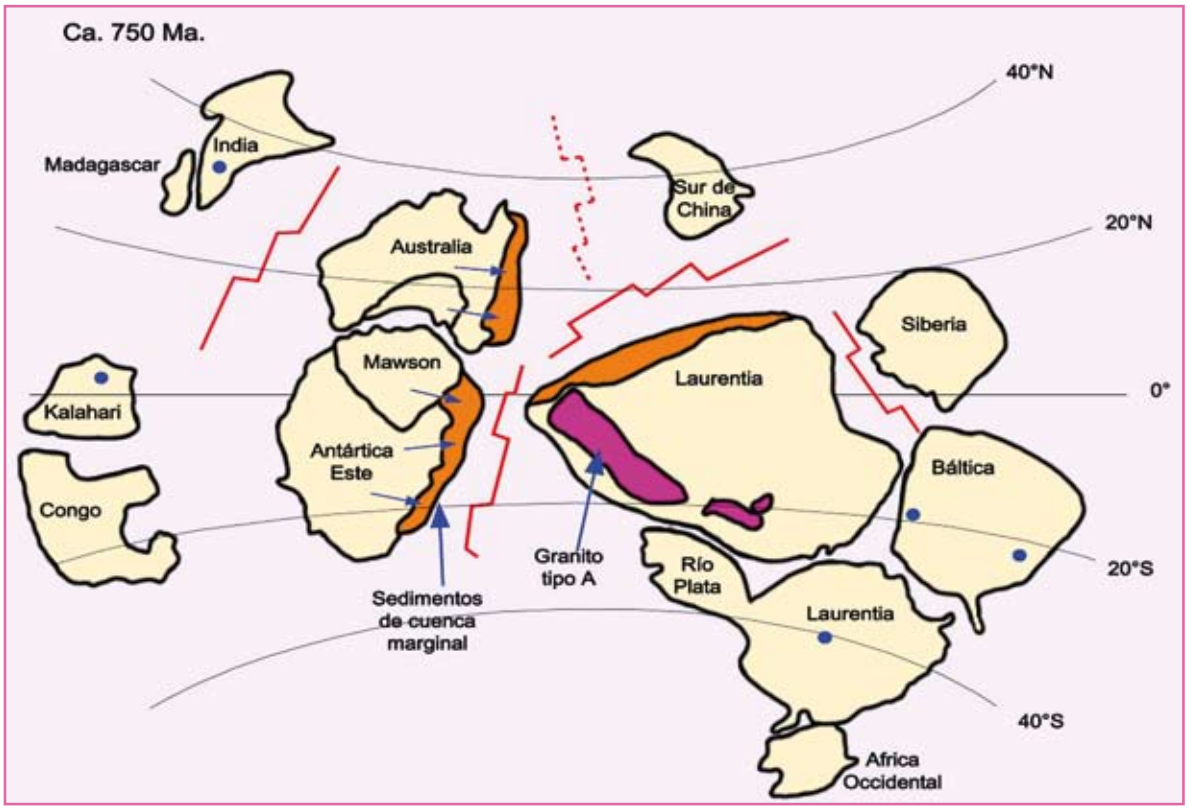


FIGURA No. 66 Configuración Paleogeográfica al comienzo de la disrupción del Supercontinente Rodinia, hacia 750 ma. *(Tomado de Zhao y otros, 2002)*

Durante ese tiempo en el Paleoproterozoico se formaron dos supercontinentes: un supercontinente Sur, Atlántica, que duró desde 2.2 Ga - 1.8 Ga y otro supercontinente Norte, Laurentia, que va de 2.0 Ga a 1.7 Ga, con un pico de volcanismo asociado a CRV del Paleoproterozoico hacia 2.2 Ga - 2.1 Ga, un aparente complejo ofiolítico hacia 2.3 Ga - 1.8 Ga (como el Complejo de Verdún de Guayana), y el segundo evento superpluma de calor hacia 1.9 Ga con evolución paleo-atmosférica.

El gran nombrado evento de oxidación se formó hacia 2.3 Ga - 2.0 Ga y se caracteriza por significativos cambios en la biota y en la química: océanos ricos en soda a océanos salinos.

La abrupta aparición de vida eucariótica a 2.1 Ga.- 2.0 Ga, BIF granular, en lugar de BIF con chert criptocristalinos son otras de la características del Paleoproterozoico.

El ciclo de un supercontinente describe la casi periódica agregación o "collage" y disrupción o "rifting" de una parte de la corteza terrestre en su continua evolución. El ciclo de un supercontinente en cierta forma se aproxima al Ciclo de Wilson: durante la disrupción predomina el ambiente de "rift" continental, seguido de márgenes continentales pasivas mientras comienza la acción de los "rifts", "ridges" y crecimientos oceánicos, por distención y aporte de material del manto a la corteza.

Luego siguen ambientes convergentes, de colisión entre arcos con arcos (caso Pastora versus Botanamo), de arcos con continentes (caso Pastora contra Imataca) y, finalmente, de continentes con continentes (caso Cuchivero versus Imataca-Pastora).

Si ello es así ¿Cuántos y cuáles supercontinentes se han formado desde hace 4.0 Ga, cuáles se están formando actualmente y cuáles se originarán, por ejemplo, en los próximos 250 Ma? Estas son las respuestas aproximadas a estas preguntas:

Supercontinentes en el Arqueozoico:

- Vaalbara: 3.600 - 3.400 Ma.
- Ur: 3.000 - 3.200 Ma.
- Kenorlandia: 2.700 - 2.600 Ma.

Supercontinentes en el Proterozoico:

- Atlántica: 2.100 - 2.000 Ma.
- Laurentia: 2.000 - 1.700 Ma.
- Columbia: 1.800 - 1.500 Ma.
- Nena: 1.800 - 1.500 Ma.
- Rodinia: 1.100 - 750 Ma.
- Pannotia- 800 - 600 Ma.
- Gondwana: 600 - 540 Ma.

Supercontinentes en el Fanerozoico:

- Gondwana: 600 - 30 Ma.
- Pangea: 300 - 180 Ma.
- Laurasia: 300 - 60 Ma.

Supercontinentes formándose hoy hasta dentro de los próximos 15 a 60 Ma:

- Américas: hoy - 15 Ma a partir de hoy
- Eurasia: hoy - 60 Ma a partir de hoy

A futuro Posible gran supercontinente: Nueva Pangea o Amasia, 250-400 Ma.

El SC Atlántica se originó, durante la orogénesis Transamazónica, hacia 2.1 Ga a 2.0 Ga con la agregación o "collage" de los cratones de Sur América con los de África Occidental, y las evidencias más importantes de su existencia son **(Rodgers, 1996; Rodgers y Santosh, 2004)** la correlación de sedimentos fluvio-deltáicos de alrededor de 2.0 Ga en cinco cratones **(Figura No. 13).** El SC Atlántica formó parte después del SC Columbia.

El SC Columbia, también conocido como Nena o Hudsonia, existió entre 1.8 Ga a 1.5 Ga con la agregación de los continentes **(D´Agrella-Filho y otros, 2008)** Laurentia, Báltica, Ukrania, Amazonia-África Occidental a Atlántica, Australia y, posiblemente, Siberia, Norte de China y Kalahari.

Después de las múltiples colisiones o collages hacia 1.8 Ga, el SC Columbia experimentó crecimiento de arcos magmáticos encima de zonas de subducción sin arcos de islas, tipo Andes, durante un largo período de tiempo (1.8 Ga -1.3 Ga) de un lado o margen Oeste y SW de Norte América, Río Negro, Juruena y Rondonia, en Sur América, etc.

La fragmentación del SC Columbia comenzó hacia 1.6 Ga asociado a "rifting" continental en Laurentia (Supergrupo Belt-Purcell), India, Báltica, Siberia (aulacógeno Riphean) NW de Sur América (granitos rapakivis) NW de África (Kalahari, Copper Belt) y margen Norte de China, en márgenes pasivas, con grandes emplazamientos de granitos anorogénicos, rapakivis, hacia 1.6 Ga -1.4 Ga. Algunos autores **(Kerrich y Polat, 2006)** también refieren la formación de un supercontinente, denominado Columbia, entre 1.6 a 1.4 Ga, coincidente con el máximo del evento de formación de granitos rapakivis en el mundo.

Una de las mejores evidencias de tal rifting lo constituye la asociación magmática AMCG de Norte y Sur América, Báltico y Norte d e China. Este "rifting" estuvo activo hasta 1.27 Ga con el emplazamiento del gigantesco enjambre de diques de rocas máficas, como el Mackenzie y 1.24 Ga del complejo máfico mineralizado de Sudbury, ambos en Canadá.

El SC Nena, significa la agregación del continente del Noreste de Europa (NE) con Norte América (NA). Aparen-

temente, Nena permaneció como un bloque coherente desde su formación hace 1.8 Ga hasta la disrupción de la Pangea. Nena se formó por la agregación de la parte Este de Norte América con la margen Sur del Báltico, Groenlandia, Siberia y Antártica Este **(Rodgers y Santosh, 2004).**

El SC Rodinia (deriva su nombre del ruso Rodit, que significa madre), se formó por la agregación **(Figura No. 4)** de los continentes Laurentia, Amazonia, Báltica, Siberia, Australia, India, Madagascar, Sri Lanka, Kalahari, Congo y Oeste de África hacia 1.2-0.9 Ga. La zona de colisión de tales bloques o de cierre oceánico o sutura, se conoce como Grenville, y la zona de contacto entre rocas de bajo y alto grado metamórfico se denomina el Frente Grenville. Quedaron fuera de este SC Rodinia, los cratones San Francisco, Sao Luis y Kalahari.

La orogenia Grenville se registra entre 1.090 Ma a 980 Ma. El SC Rodinia duró unos 150 Ma estable. Rodinia sufrió dos disrupciones. Una primera hacia 750 Ma - 725 M **(Figura No. 4)** en el NW de Laurentia, en la zona de contacto de Antártica –Australia y Sur de China con Laurentia, separándose Laurentia de Amazonia, y así se origina el océano Panthalassico.

Se ha considerado **(Li, 2003)** que esta ruptura de Rodinia es debida a una pluma o superpluma que actuó al menos desde 830 Ma hasta 700 Ma. Las kimberlitas de Guaniamo (710 Ma), en el Escudo de Guayana, Venezuela, son buenos indicios también de ello.

El segundo "rifting" ocurrió hacia 620-550 Ma **(Windley, 2003)** al SE de Laurentia, en contacto con Amazonia y Báltica y dió origen al océano Iapetus, simultáneo al otro extremo, hacia el Este, con la colisión entre el Este y el Oeste de Gondwana, cerrándose otros océanos y dando inicio a la Orogénesis Pan Africano-Brasiliano **(Condie, 2003).**

Entre 750 Ma a 600 Ma la Tierra experimentó un congelamiento casi total ("snowball Earth") en cuatro ocasiones, con océanos congelados hasta los 1.000 m de profundidad, muriendo la mayoría de los organismos marinos microscópicos.

Los períodos de frío intenso y de total hielo alternaron con períodos cortos más templados, con rápidas subidas del nivel del mar por el parcial descongelamiento. El Neoproterozoico fue una congelación de la Tierra ("Icehouse") de carácter mundial y con ello se creó un nuevo supercontinente al final: Pannotia.

El SC Pannotia-Gondwana. Pannotia (significa Sureño) es el nombre dado a un supercontinente formado cuando el bloque Norte de Rodinia (compuesto de Australia, Antártica, Madagascar, Sri Lanka y Sur de China), Laurentia, y los bloques de África Oriental, Mozambique, Madagascar y Amazonia o Sur América, fueron amalgamados durante la orogenia Brasiliano-Pan Africano con varias colisiones o suturas. Esto ocurrió hacia 630 Ma. La acreción o agregación continental coincidió con un gran cambio climático cálido y húmedo ("greenhouse") con la consecuente explosión de vida, que separa el Precámbrico del Cambriano en el comienzo del Paleozoico. Pannotia se fracturó o disruptó en los bloques Laurentia, Báltica y Siberia al Norte, y Gondwana al Sur, hacia comienzos del Cámbrico, 530 Ma.

Un tercer pico tectónico global ocurrió en el Neoproterozoico: 0.8 Ga a 0.6 Ga, que corresponde a cinturones elongados tectónicos, algunos de moderado y alto grado metamórfico (Orogenia Brasiliano-Pan Africana) formados durante la colisión de bloques continentales y retrabajamiento de bordes continentales. Hacia 0.8 Ga hubo un nuevo incremento de sulfatos y de estromatolitos, decayendo rápidamente hacia 0.7 Ga.

Los períodos de glaciación que acompañaron estos cambios fueron los siguientes:

- Sturtian a 0.75-0.74 Ga.
- Marinoan a 0.59-0.58 Ga.
- Moelve a 0.56 Ga.

Los arquitracos alcanzaron un máximo desarrollo hacia 0.66 Ga.

Del Proterozoico al presente se han reconocido dos tipos de climas globales: uno muy frío, "Icehouse", y otro caliente a muy caliente "Greenhouse". En la actualidad estamos en el final de "icehouse" y nos movemos, más aceleradamente, por la intervención del hombre, hacia el "Greenhouse".

Durante el Icehouse, tenemos los siguientes hechos: se forman los supercontinentes, el clima es muy frío y el terreno es árido, desprovisto de gran vegetación, el nivel del mar se mantiene bajo, se precipita aragonito en los mares, la temperatura llega a -50ºC, los océanos permanecen helados, por lo menos hasta 1.000 m por debajo del nivel del mar, el desarrollo de la vida disminuye, mueren muchos organismos y microorganismos. Algunos períodos destacados de "Icehouse" se registran en el Neoproterozoico, Proterozoico tardío, Cenozoico tardío.

Por el contrario durante el clima cálido tipo "Greenhouse", se registra una gran actividad volcánica con generación de grandes cantidades de CO_2 en poco tiempo (en 10 Ma o menos el contenido de CO_2 puede aumentar 1.000 veces o más el valor presente), el clima es cálido y húmedo, prosperan las selvas tropicales y subtropicales, el nivel del mar sube (en el Cretácico Medio subió unos 100m, con respecto al Triásico-Jurásico), se precipita calcita en los fondos marinos, se relaciona un más alto flujo de calor e incluso plumas de calor, se origina la disrupción o separación de los supercontinentes.

Actualmente tenemos a nivel mundial: disrupción continental (Mar Muerto, East África Rift), colisión de continentes (Himalayas: India versus Asia) y cierre oceánico (Pacífico: Asia versus Norte-Sur América). Algunos períodos de "Greenhouse" importantes registrados son: Temprano Paleozoico, Cretácico Medio, ahora en parte o en transición a "Greenhouse". A medida que los océanos tropicales crecen, se evapora más agua del mar con dióxido de carbono aumentando así también la intensidad de las condiciones "Greenhouse" y sus consecuencias.

Las rocas graníticas, sin sedimentos asociados y con escasas andesitas, evolucionaron aún más y hacia el Mesoproterozoico, cuando se producen en arcos magmáticos, en "rift" continentales o sobre zonas de subducción, del lado bien continental, pre-choque de placas, granitos rapakivis anorogénicos, tholeiíticos, bien fraccionados, derivados de material del manto, tipo basaltos, mezclado con material de la corteza basal continental.

Hacia el límite del Mesoproterozoico-Neoproterozoico (1.100 Ma ± 100 Ma.) los continentes siguen creciendo a expensas de grandes colisiones entre bloques continentales, entre continentes y arcos de islas, etc., produciéndose nuevas, 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, Canadá-USA y en San Quintín, Estado Yaracuy. Collage" del Supercontinente mayor mundial: Rodinia.

También se registra en el Neoproterozoico Grenvilliano reactivación de fallas antiguas y cruces de fallas, que van a facilitar el emplazamiento posterior de material del manto a la corteza (lamprófiros, carbonatitas y kimberlitas) con/sin diamantes como la Carbonatita de Phalabora, la kimberlita de Premier Mine, en Sur África, y lamproitas de Argyle, en Australia.

Ofiolitas Precámbricas

El emplazamiento de ofiolitas (vía obducción, lo opuesto a subducción) es un producto de colisión de una zona en subducción contra un margen continental activo, o el emplazamiento de material del manto en una cuenca riftada detrás de un arco de islas.

Las ofiolitas son relativamente abundantes en cinturones orogénicos del Fanerozoico, pero aún así solo representan el 0.0012% de la corteza oceánica conocida y desarrollada en ese tiempo. En el precámbrico, las ofiolitas son aún más escasas y sólo se han localizado unas 35 asociaciones de ofiolitas precámbricas en todo el mundo **(Moores, 2002).**

De acuerdo con **Moores (2002),** las ofiolitas precámbricas ocurren hacia el tiempo de formación de los supercontinentes: 1.0 Ga, 1.5 Ga, 1.8-2.3 Ga, 2.5-2.7 Ga y posiblemente 3.4 Ga.

La presencia de ofiolitas implica, a veces, la identificación de zonas de sutura intracontinentales tal como ocurre con las ofiolitas que se presentan en la zona de sutura entre las provincias geológicas Churchill y Superior, cuya edad va de 2.1.a 1.9 Ga, que sugiere el tiempo de apertura y de cierre del océano Maniwekan.

El cinturón metamórfico Limpopo se formó por la colisión de los cratones Zimbabwe y Kaapvaal hacia 2.65 Ga, siendo las granulitas algo más antiguas que las ofiolitas.

Glaciaciones

Existen dos épocas de intensas glaciaciones en el planeta:

- La más importante o de glaciación global, hacia 800 Ma y 540 Ma, y
- Paleoproterozoico: se registran tres períodos glaciales (con diamictitas) separados por ciclos no glaciales.

Quizás la formación de supercontinentes, plumas de calor, levantamientos, mayor erosión de un planeta desprovisto de vegetación continental en el Precámbrico, el aumento de O_2 y la disminución del

CO_2, contribuyeron en su conjunto a un mayor enfriamiento global. Se ha propuesto que muchos de los océanos, durante el Neoproterozoico, permanecieron a bajas temperaturas (-50ºC) hasta los 1.000 m de profundidad, y que en los continentes las temperaturas promediaron en las altas latitudes una media de –80ºC.

Cada período glacial se extendió por 10 a 30 Ma. Durante estos períodos, por la no-erosión, poca actividad biológica enriquecedora de oxígeno, la continuidad de las actividades volcánicas y la adición constante de gases de esos volcanes a la atmósfera, volvieron a ascender los valores de CO_2 con lo cual comenzaron a aumentar las temperaturas, e iniciarse las deglaciaciones.

Las tillitas glaciales cubrieron grandes extensiones en el Neoproterozoico y se sobrepusieron a las BIF Rapitan con unos 600 m de espesor de sedimentos glaciales o tillitas, y por unos 2.700 m de espesor por lodositas con diamictitas a las BIF Startian. Estas BIF Rapitan y Startian se formaron durante la disrupción del supercontinente Rodinia y hubo períodos glaciares pre y post constitución de tales formaciones de hierro.

Océanos Precámbricos

Los primeros océanos debieron ser altamente alcalinos. La desgasificación del manto hacia la corteza, produjo abundante CO_2 y CH_4, que reaccionaron con agua y con rocas cristalinas y en cristalización en los fondos oceánicos que habían alcanzado el congelamiento.

Con el paso a una tectónica colisional, con zonas de subducción, la alcalinidad fue gradualmente disminuyendo y dando paso a un océano químico con ClNa, halita. El Na y los carbonatos estaban disueltos originalmente en el agua del mar. El Na y el C se concentraron en sedimentos orgánicos y calcáreos que terminaron siendo parte de la nueva corteza continental.

Cuando el O_2 aumentó lo suficiente en la atmósfera, el S se conservó como sulfatos en los océanos, con lo cual se regularizó la alcalinidad del agua oceánica.

Requisitos para la Aparición de la Vida

Son pocos los requisitos para la aparición de la vida: carbón, agua líquida y energía.

CARBÓN: Puede tener varias fuentes de origen. Planetesimal, que forma parte del planeta Tierra, meteoritos, etc., y se presenta desde amorfo a policíclico aromático hidrocarburo (PAHs) en forma compleja, como C_2H_6, N+, CO_2 y CO-. Algunos meteoritos carbonáceos contienen gran variedad de partículas orgánicas, incluyendo aminoácidos, que no se suceden en la tierra: los aminoácidos en el planeta, provinieron de meteoritos es decir, son extraterrestres.

El carbono en la Tierra puede provenir del carbono volátil, originalmente contenido en particular planetesimales que colidieron para formarla, o por impactos de meteoritos que llevaban carbono en su composición, en los primeros 500 Ma a 600 Ma de formada la Tierra, en ese lapso de intenso bombardeo de impactos meteóricos.

AGUA: Es el medio más apropiado para la difusión e intercambio de moléculas orgánicas y sales e ingredientes de la vida. El agua está presente en diversos cuerpos del sistema solar: granos de polvo cósmico, cometas, asteroides, hielo de los planetas, etc. La presencia de agua líquida es función de la distancia adecuada al sol: ni muy lejos para estar toda en forma de hielo (como Júpiter), ni muy cerca para estar evaporada (como en Mercurio).

Al comienzo de la historia de nuestro sistema solar tres planetas contaban con agua líquida: Venus, la Tierra y Marte. En Venus el agua se evaporó y el hidrógeno se escapó al espacio cósmico. Venus es un planeta seco y muy caliente (470ºC en la superficie). En Marte hubo agua líquida desde 4.500 Ma a 3.700 Ma aproximadamente, y luego fue decreciendo hasta transformarse en casquetes de hielo glacial por descenso de temperaturas.

Solo la luna Europa del planeta Júpiter contiene agua líquida y vida debajo de un casquete de hielo de 4 km de espesor.

ENERGÍA: Pueden haber sido diversas las fuentes de energía necesaria para que apareciera la vida en el planeta Tierra. Entre esas fuentes posibles, solas o combinadas, son:

a) Luz solar; **b)** Energía de las reacciones químicas, redox; **c)** Energía originada durante los eventos de colisión de grandes meteoros, muy intensa entre 4.5 – 4.0 Ga, contra la tierra; **d)** Actividad volcánica hidrotermal: modelamiento de la energía disponible para el origen de la vida del planeta ha sido ensayada por diversas autoridades entre otros por **Fisk Giovannoni, 1999.**

Estromatolitos

Definición: los estromatolitos son estructuras litificadas orgánico-sedimentarias, de laminación orgánica (principalmente de $CaCO_3$), entrampadas o adheridas al sustrato por sedimentos y precipitación de carbonatos, producto de la actividad metabólica de microorganismos como cianobacterias. En ese sistema, la actividad me-

tabólica de las cianobacterias incluye toma de CO_2, producción libre de O_2 y precipitación de $CaCO_3$.

Clasificación: **Hofman (1973)** propuso una clasificación de estromatolitos basada en los cuatro principales procesos de formación. Las formas más comunes son laminares, planas, cóncavas, convexas, globoidales, nodulares, concoidales y columnares.

Ambientes: son variados y corresponden a aquellos en los cuales pueden precipitarse los carbonatos, BIF, rocas silisiclásticas, lavas y tobas, aunque los más favorables son ambientes marinos poco profundos, plataformales, dominio de olas y mareas, a evaporíticos y algunos hasta hidrotermales. Sin embargo, los mejores desarrollos de estromatolitos se alcanzan a profundidades de aproximadamente 10 m, con buena luminosidad, alta concentración de sales (ambientes evaporíticos) y nutrientes, como se forman hoy día en las Bahamas, Golfo de México, Mar Rojo, etc., y la precipitación de carbonatos se ve favorecida por estos organismos fotosintéticos que acumulan O_2. Los estromatolitos más antiguos conocidos son de unos 3.800 Ma de Isua, Groenlandia. Sin embargo, también existen estromatolitos pelágicos, formados distantes de los continentes, pero no necesariamente a grandes profundidades, siempre que se cumplan las referidas condiciones.

Aspectos importantes de los Estromatolitos:

- Son la evidencia de vida más antigua que se conoce en la Tierra
- Organismos que hasta hoy han mantenido su línea evolutiva
- Los primeros recicladores del carbono
- Los primeros oxigenadores de la atmósfera y productores de ozono
- Los primeros formadores de zonas arrecifales.

Provincia Pastora: CRV-TTG

INTRODUCCIÓN

La Provincia Pastora (PP) se extiende **(Figuras No. 67 y 68)** 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.

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, menos tectonizados y menos metamorfizados, tipo Botanamo, formados en la cuenca delante del arco de islas **(Figura No. 67)** y complejos graníticos TTG o granitos sódicos, como el Complejo granítico de Supamo.

Toda la secuencia está intrusionada por granitos potásicos o "sensu estricto", dioritas y rocas gabroides con escasos y no bien definidos complejos máficos-ultramáficos, ofiolíticos o no, tipo Yuruan-Uroy, e intrusiones de diques anulares como Nuria y sills de diabasas y rocas asociadas norítico-gabroides con algo de cuarzo.

Los CRV más antiguos muestran tendencias estructurales próximas a NS (N 10º E a N 20º O), mientras que los CRV más jóvenes casi siempre presentan tendencias en ángulo recto con las anteriores, próximas a EO (N 70º- 80ºE).

El choque de estas dos tendencias o terrenos 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, 1989).**

Menéndez (1972) definió al CRV de Guasipati-El Callao formado por el "Supergrupo" Pastora, y por la "Formación" Yuruari suprayacente al "Grupo Carichapo". El GC está constituido de base a tope, según ese autor, por la Anfibolita de Carichapo, y en orden sucesivo ascendente por las "formaciones" Florinda, Cicapra y El Callao.

La **Figura No. 68** siguiendo a **Menéndez (1972)** y la **Tabla No. 5** compendian la "estratigrafía" de los CRV de la PP. Estas supuestas unidades "litoestratigráficas de los CRV" presentan contactos tectónicos, son alóctonas, han sufrido traslados y colisiones tectónicas, presentan metamorfismo FEV y FA parte inferior, y por lo tanto, hasta donde no se identifique el carácter bien definido estratigráfico de sus unidades, se prefiere y recomienda utilizar unidades litodémicas y terrenos para ellas. Se usan unidades litoestratigráficas siempre que sus características estratigráficas primarias sean preservadas o reconocidas.

A continuación se establece una lista, CRV por CRV, de los nombres estratigráficos utilizados hasta ahora y la propuesta de su reemplazo, si procede, (→) por unidades litodémicas o terrenos, según sea el caso.

El autor propone eliminar la nomenclatura estratigráfica de Supergrupo, Grupo, Formación para las rocas ígneas y metamórficas de los CRV y sustituirla por las unidades equivalentes litodémicas, como se indica a continuación.

CRV de Guasipati-El Callao (Paleoproterozoico): Una discusión.

Asociación Carichapo (en lugar de Grupo Carichapo) compuesta de:

- Metalava basáltica-tholeiítica de El Callao y
- Metalava basáltica-comatiítica de Florinda (en lugar de "Formación El Callao" y "Formación Florinda", respectivamente) por ser ambos conjuntos litológicos comagmáticos y poseer contactos no estratigráficos sino tectónicos.

Cuando estos dos litodemos no se pueden identificar en campo y sólo se reconocen meta-lavas anfibolitizadas, se debe utilizar el litodemo Metalava anfibolitizada de Carichapo.

- Terreno Cicapra: formado de metalavas basáltico-comatiíticas y meta-lavas basálticas con meta-sedimentos (en lugar de "Formación Cicapra") por no ser partes co-magmáticas, y estar adicionadas o yuxtapuestas unas unidades a otras.
- Esquistos y metatobas de Yuruari o Terreno Yuruari, en lugar de "Formación Yuruari", por presentar contactos tectónicos.
- Aquí se interpreta que el bloque o terreno Cicapra colidió o yuxtapuso a la Asociación Carichapo y luego el terreno Yuruari colidió o yuxtapuso al bloque anterior, originándose así un nuevo superterreno "o CRV de Guasipati-El Callao". Otro terreno más joven, Botanamo, colidió y se amalgamó al bloque anterior o "CRV de Guasipati-El Callao", en el área o Sutura Marwani, antes del cierre del océano Pastora.
- Dado que "trends" o tendencias geoquímicos diversos de estas tres unidades litodémicas **(Figura No. 64,** por ejemplo**)** son disímiles, esto es: no hay continuidad de uno al otro trend ni son paralelos, ni siquiera continuos curvados; que al parecer no son comagmáticos, no cabe nombrarlos tampoco como Superasociación Pastora **(**equivalente del "Supergrupo Pastora" de **Menéndez, 1972).** Por lo tanto, se recomienda no utilizar el término Supergrupo Pastora ni su equivalente litodémico de Superasociación Pastora.
- Hasta que una nueva edición del Léxico Estratigráfico de Venezuela revise y convalide los CRV de Guayana y sus unidades constituyentes, cada autor puede y debe utilizar las unidades que considere más apropiadas a cada caso, es decir, mantener las "clásicas unidades litoestratigráficas" para rocas volcano-metamórficas de los CRV de Guayana, o utilizar unidades litológicas o litodémicas, si los contactos y posiciones relativas son alóctonas, complejas o falladas.

Particularmente, el autor sugiere que siempre que se puedan identificar estructuras sedimentarias y contactos sedimentarios-estratigráficos, deben utilizarse las unidades litoestratigráficas, pero cuando ello no sea posible se puede y se debe hacer uso de las unidades litológicas o litodémicas, sean o no intrusivas, pero de irreconocibles estructuras o contactos sedimentarios-estratigráficos, por efectos de metamorfismo y tectonismo.

Un caso similar de clasificación y nomenclatura de las unidades formadoras de los CRV de Guayana es el anteriormente llamado Grupo Villa de Cura, de **Shagam (1960)** del Sistema Montañoso del Caribe, integrado, supuestamente, de más antiguas a más jóvenes, por las formaciones El Caño, El Chino, El Carmen y Santa Isabel.

Ahora se sabe, no sólo que la secuencia es la reversa; que el Caño y El Chino son una misma unidad equivalente; además son unidades alóctonas y con contactos tectónicos y, por lo tanto **Urbani (2005, 2007)** y sus colaboradores proponen sustituir al grupo Villa de Cura por la unidad litodémica Asociación Meta-volcanosedimentaria Villa de Cura, y las citadas formaciones por los siguientes litodemos en un orden geocronológico aproximado siguiente:

- Metatoba El Caño/Metatoba de El Chino
- Metalava El Carmen
- Granofel Santa Isabel

Así que en Guayana, al menos el autor, trata de seguir el ejemplo que dió el amigo e insigne profesor Franco Urbani y sus colaboradores de la UCV para rocas del Sistema Montañoso del Caribe.

A pesar de que en casi todo el mundo se sigue el empleo aún de unidades litoestratigráficas para CRV, ya se ha iniciado una etapa de transición en que los CRV, en su gran mayoría, son considerados, por fin, como superterrenos formados por varios terrenos.

El contacto entre las Metalavas tholeiíticas de El Callao y los Esquistos y metatobas de Yuruari es tectónico; en este caso de falla inversa de ángulo medio a bajo, tipo corrimiento como es observado en Lo Increíble, reconocido así por **Gray y otros (1995)** y **Hildebrant (2005).**

Los contactos tectónicos también parecen ser el caso para el contacto entre El Callao, competente y Cicapra, menos competente; para El Callao y Caballape, en la zona Sur a Lo Increíble, etc. Según esto, también podría pensarse aun con muchos interrogantes por delante, en el uso del término de "Napa" o cinturón tectónico o, más apropiadamente, de terreno para todo el conjunto citado antes.

Es decir, que la Napa de Pastora o el Terreno Pastora estaría compuesto por: la Asociación Carichapo, el micro-terreno o Complejo de Cicapra y el micro-terreno Yuruari, siendo alóctonos los micro-terrenos y autóctona la Asociación Carichapo.

Cada vez está más en uso este término de Napa para rocas muy tectonizadas y metamorfizadas, de cinturones muy deformados y trasladados tectónicamente, como los de edad Neoproterozoico del Brasiliano-Pan Africano, pero este no es el caso de los CRV de bajo metamorfismo, aunque moderadamente tectonizados, de edad Paleoproterozoica, o aún más antigua del Escudo de Guayana.

Todas estas unidades litodémicas colidieron entre sí antes y/o durante el cierre del océano Pastora contra Imataca, y luego fueron intrusionadas por rocas, reactivadas o no, tipo TTG del Complejo granítico de Supamo, pre-mineralización aurífera, y por granitos potásicos o cuarzo monzonitas y por lo tanto son alóctonas.

En consecuencia a lo anterior, se proponen las siguientes unidades litodémicas y estratigráficas, siempre que sea posible, para los CRV de la Provincia Pastora, teniendo en cuenta la secuencia general para el Escudo de Guayana propuesta anteriormente.

CRV GUASIPATI-EL CALLAO (¿Paleoproterozoico ?)

Dique Laguna	→	Dique de diabasa y norita Laguna: 8.2
Formación Caballape	→	Formación Caballape: 2.5
Formación Yuruari	→	Esquistos y metatobas de Yuruari o Terreno Yuruari: 2.4
Formación El Callao	→	Metalavas basáltico tholeiíticas El Callao: 2.3.3
Formación Florinda	→	Metalavas basáltico-comatiíticas Florinda: 2.3.2
Formación Cicapra	→	Terreno Cicapra o Complejo meta-volcanosedimentario Cicapra: 2.3.1
Supergrupo Pastora	→	se sugiere no usar este término ni su equivalente Superasociación Pastora
Grupo Carichapo	→	se recomienda Asociación Carichapo, sin Cicapra: 2.3
Basamento: Complejo de Supamo	→	Complejo granítico TTG Supamo: 2.2

En consecuencia, la **Figura No. 62** debe cambiar su leyenda y lo propio ocurre con la **Tabla No. 5**

CRV EL MANTECO (¿Paleoproterozoico?)

Formación La Cuaima (= El Callao)	→	Metalava tholeiítica La Cuaima: 2.3.3
Formación Yuruari	→	Esquisto y metatoba Yuruari o Terreno Yuruari: 2.4
Anfibolita de Carichapo	→	Metalava anfibolitizada Carichapo: 2.3
Basamento: Complejo granítico TTG Supamo: 2.2		

Nota: Aquí las rocas de La Cuaima, posibles equivalentes de El Callao, están montadas, por fallamiento inverso, sobre las rocas de Yuruari y, por ello, la unidad 2.4 está por debajo de la unidad 2.3.3.

CRV CARONI-PARAGUA (¿Paleoproterozoico?)

Formación Maracapra (Los Caribes)	→	Formación Maracapra: 3.4
Formación Chara (= Caballape)	→	Formación Chara: 2.5
Grupo Chiguao (G. Botanamo)	→	se recomienda su invalidez
Formación Cachimbo	→	Formación Cachimbo: 3.5 ¿?
Formación Aza	→	Formación Aza: 2.5
G. Caroní (= G. ¿Botanamo?)	→	se recomienda su invalidez
Andesita de El Caruto (= La Cuaima)	→	Metalava basandesítica El Caruto: 2.3.3
F. Carapo (= El Callao)	→	Meta-lava basandesítica El Carapo: 2.3.3
Gneises de Manamundo	→	Gneises TTG Manamundo: 2.2.2
Gneises de Las Yeguas	→	Gneises TTG Las Yeguas: 2.2.1
Basamento: Gneises de El Cedral (C. Supamo)	→	Gneises TTG El Cedral: 2.2

Nota: Las rocas de Maracapra y Cachimbo, no pertenecen a los CRV, sino que son posteriores a ellos, como facies molasoides tipo Formación Los Caribes y, por ello, los respectivos grupos donde estas unidades fueron ubicadas originalmente de Chiguao y Caroní deben, ser invalidados.

CRV EL TORNO – REAL CORONA (¿Paleoproterozoico?)

Conglomerados de Zárate	→	Meta-conglomerado Zárate: 3.3
Cuarcitas de Mapares	→	Cuarcita Mapares: 3.2
Formación Taipana (= ¿Caballape?)	→	Formación Taipana: 2.4.1
Formación El Peñón (= El Callao)	→	Meta-lava tholeiítica El Peñón: 2.3.3
Anfibolita de Danta (= A. Carichapo)	→	Metalava anfibolitizada Danta: 2.3.1

Basamento más joven: Gneises TTT de Los Indios: 2.2
Basamento antiguo: Complejo metamórfico de Imataca: 1

CRV EL CALLAO-EL CACHO TUMEREMO) (¿Paleoproterozoico?)

Meta-gabros de Tomi	→	Metagabro mineralizado Tomi: 2.6.1
F. Caballape (localidad tipo)	→	Formación Caballape: 2.6
Formación Yuruari	→	Esquisto y metatoba Yuruari o Terreno Yuruari: 2.4
Formación El Callao	→	Metalava basandesítica El Cacho (a ser definida): 2.3.3
Anfibolitas de Carichapo	→	Metalava anfibolitizada Carichapo: 2.3.1

Basamento: Gneises Complejo granítico TTG Supamo: 2.2

CRV DE LAS FLORES (Paleoproterozoico?)

Intrusivas máficas (gabro, diabasa, piroxenita)	→	Complejo máfico-ultramáfico Las Flores (a ser definido): 8.1
Tobas epiclásticas y lavas dacíticas	→	Metatoba y metalava Quebrada de Oro (a ser definido): 2.3.4
Lavas basandesíticas (El Callao)	→	Metalava basandesítica El Callao: 2.3.3
Metabasaltos anfibolitizados	→	Metalava anfibolitizada Las Flores (a ser definida): 2.3.2
Grupo Carichapo	→	Asociación Carichapo: 2.3.1

Basamento: gneises Complejo granítico TTG Supamo: 2.2

CRV BOTANAMO-LOS CARIBES (¿Paleoproterozoico?)

Grupo Botanamo	→	Se recomienda abandonar este término y no utilizar su sustituto de Asociación Botanamo, ya que, de una parte, las rocas de la Formación Caballape de la localidad tipo, están muy distantes y son diferentes a las rocas aflorantes en el Río Botanamo y, por la otra parte, no hay continuidad litológica o co-magmática en absoluto entre rocas de ambientes de "flysch" de Caballape con rocas de ambientes molasa, como son las de Los Caribes, además que unas son sintectónicas y las otras son post-tectónicas, respectivamente.
Formación Los Caribes	→	Formación Los Caribes. 3.1
Formación Caballape	→	Formación Botanamo (a ser definida en la sección del Río Botanamo): 2.4.1 Grupo Botanamo: se recomienda abandonar, no usar más ese término

Basamento: Gneises Complejo granítico TTG Supamo: 2.2

CRV EN LA COLISIÓN O SUTURA MARWANI (¿Paleoproterozoico?)

Intrusivas máficas	→	Gabros y diabasas de la Asociación Avanavero: 8.1
Granitos intrusivos post-Supamo	→	Granito Vuelvan Caras: 4.1
Formación Los Caribes	→	Formación Los Caribes: 3.1

CRV TIPO BOTANAMO, RÍO BOTANAMO: 2.1

Formación Caballape	→	Formación Botanamo, a ser definida, R. Botanamo: 2.4.1
Grupo Botanamo	→	Se recomienda no utilizar este término ni su equivalente litodémico Asociación Botanamo

CRV TIPO PASTORA: 2.3

Formación Yuruari → Esquisto y metatoba Marwani o Terreno Marwani (a ser definido): 2.3.4.1
Unidad Superior → Metalava y metachert Cerro Morrocoy (a ser definido): 2.3.1.2
Unidad Inferior → Metalava tholeiítica Guarampin (a ser definido): 2.3.1.1
Grupo Carichapo → Asociación anfibolítica Carichapo: 2.3.1
Supergrupo Pastora → Se recomienda no utilizar este término ni su equivalente litodémico Superasociación Pastora
Basamento: desconocido ¿Complejo granítico de Supamo?: 2.2

CRV DE BOCHINCHE (¿Paleoproterozoico?)

Intrusivas máficas → Diabasas del Dique Laguna: 8.1
Formación Yuruari → Esquisto y metatoba de Yuruari o Terreno Yuruari: 2.2.4
Volcánicas máficas, brechas y BIF → Metalava y cuarcita ferruginosa Bochinche (a ser definido): 2.3.2.5
Ultramáficas, Peridotitas, Wherlitas → Complejo máfico-ultramáfico Bochinchito (a ser definido): 2.3.2.6
Grupo Carichapo → Asociación anfibolítica Carichapo ? 2.3.1
Supergrupo Pastora → Se recomienda no utilizar este término ni tampoco su equivalente Superasociación Pastora
Basamento: ¿Complejo granítico TTG Supamo?: 2.2

CRV DE ANACOCO (¿Paleoproterozoico?)

Intrusivas máficas → Gabros y diabasas de la Asociación Avanavero: 8.1
Formación Los Caribes → Formación Los Caribes: 3.1

CRV DE BOTANAMO

Formación Venamo → Meta-lavas andesíticas Venamo
Formación Caballape → Formación Turumbán, a ser definida en o cerca de Turumbán: 2.4.2
Basamento: Complejo granítico TTG Supamo 2.2 ¿?

CRV DE LA CAMORRA - EL DORADO ¿Paleoproterozoico?)

Formación Caballape → Meta-lavas y piroclásticas La Camorra (ser definido)

CRV TIPO PASTORA

Formación El Callao → Metalava tholeiítica tipo El Callao: 2.3.3
Anfibolitas de Carichapo → Metalava anfibolitizada Carmen Rosa (a ser definida): 2.3.2
Grupo Carichapo → ¿Asociación anfibolítica Carichapo?: 2.3.1
Basamento: ¿Complejo granítico TTG Supamo? 2.2

CRV DE CHICANAN - EL FOCO-LA LEONA (¿Paleoproterozoico?)

Gabros intrusivos → Metagabro mineralizado Quebrada Tuyuyo: 8.1
Gabros, piroxenitas, peridotitas → Complejo máfico-ultramáfico Mochila: 2.2.3.1
Granitos intrusivos post-Supamo → Pórfido de cuarzo-monzonita Aurora II: 4.1
Formación Caballape → Metalava y metachert La Leona (a ser definida): 2.4.1
Anfibolita de Carichapo → Metalava anfibolitizada El Foco (a ser definida): 2.3.1
Basamento: ¿Complejo granítico TTG Supamo?: 2.2

CRV DE BRISAS - LAS CRISTINAS, Km 88 (¿Paleoproterozoico?)

Intrusivas máficas → Gabros y diabasas de la Asociación Avanavero: 8.1
Intrusivos graníticos → Granodioritas y dioritas de San Isidro (km 88), post-CS: 2.2.2
Formación Caballape → Formación Las Cristinas, a ser definida entre Brisas y Las Cristinas: 2.4.2

Anfibolita de Carichapo → Metalava anfibolitizada Carichapo: 2.3.1
Basamento: Complejo granítico TTG Supamo: 2.2

VENTANA DEL CRV DE GUARICHE - PARAPAPOY (¿Paleoproterozoico?)

Asociación Avanavero: gabros, dioritas y diabasas intrusivas en rocas del Grupo Roraima
Grupo Roraima (sin diferenciar): 7.1
Granitos de Parapapoy: 4.1
Esquisto y metatoba tipo Yuruari o Terreno Yuruari: 2.2.4
Meta-lava andesítica esquistosa Guariche, a ser definida: 2.3.3.1
Esquistos máficos y ultramáficos Florinda: 2.3.2.1
Anfibolita de Carichapo
Basamento: Complejo granítico TTG de Supamo: 2.2

La leyenda del Mapa Geológico de Venezuela de **Hacley y otros (2004, 2006)** a escala 1:750.000 al ser comparada con lo aquí propuesto para los CRV de la Provincia Pastora, muestra el grado de detalle que aún se requiere investigar en los CRV en el Escudo de Guayana y su actualización en mapas como el referido.

Se sugiere que CVG Tecmin, con el soporte de Ingeominas, con la participación de otras instituciones públicas y las universidades nacionales, pueden dedicarse a este trabajo de detalle de campo, a escala 1:1.00.000, o aún mayor, para una definición y caracterización de estas unidades litodémicas y litoestratigráficas pendientes con datos complementarios de geología de campo, petrográficos y geoquímicos, edades radimétricas y, además, la ejecución de tesis de doctorado en paleomagnetismo, radimetría, geoquímica, petrotectónica, etc., en zonas específicas de problemas no resueltos, todo lo cual ayudará a una mayor comprensión de la Geología de los CRV de Guayana y sus consecuencias geoeconómicas, al poder conocer cada unidad contenedora de los respectivos recursos económicos, su origen, control litogeoquímico-tectónico y edad, ya que estos CRV contienen gran parte de los recursos minerales metálicos del Escudo, en particular y de toda Venezuela, en su mayor porcentaje de aporte.

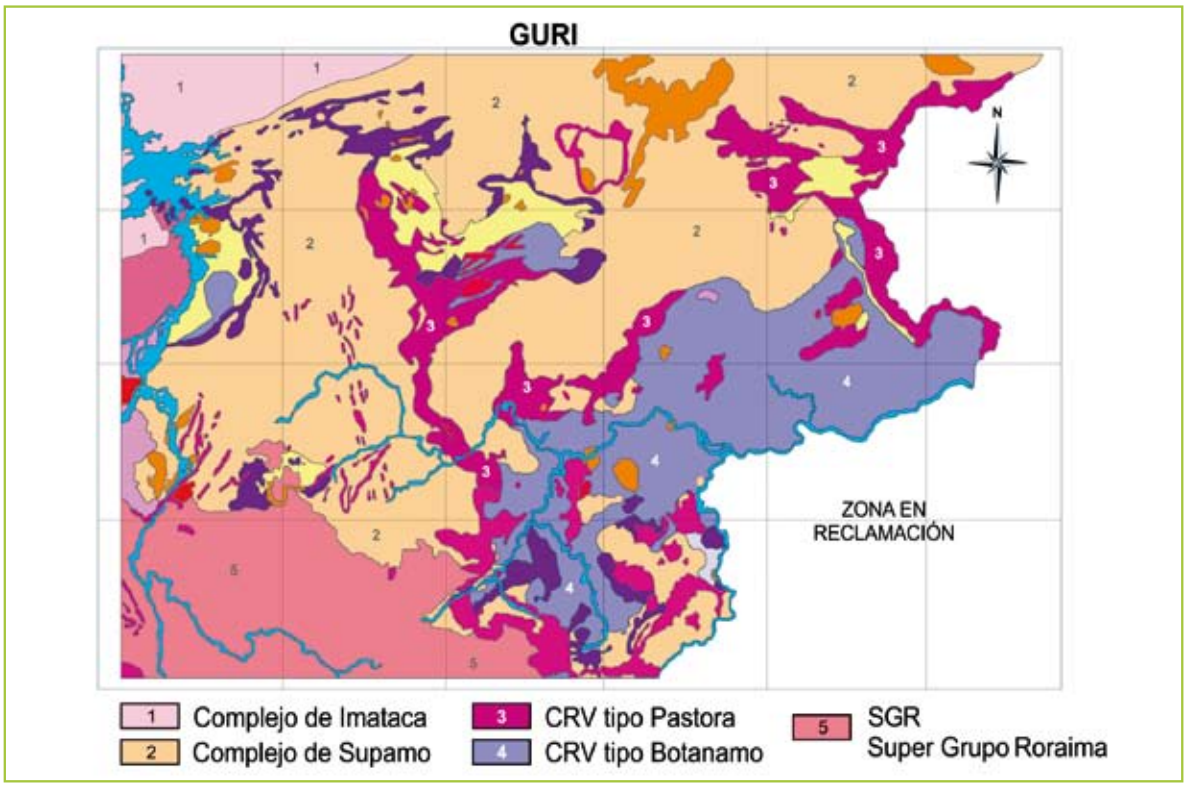


FIGURA No. 67 Cinturones de rocas verdes (CVR) y rocas graníticas de la Provincia Pastora 1. Complejo de Imataca 2. Complejo de Supamo 3. CRV Tipo Pastora 4. CRV Tipo Botanamo 5. RS Supergrupo Roraima *(Tomado de Yánez y otros, 2003)*

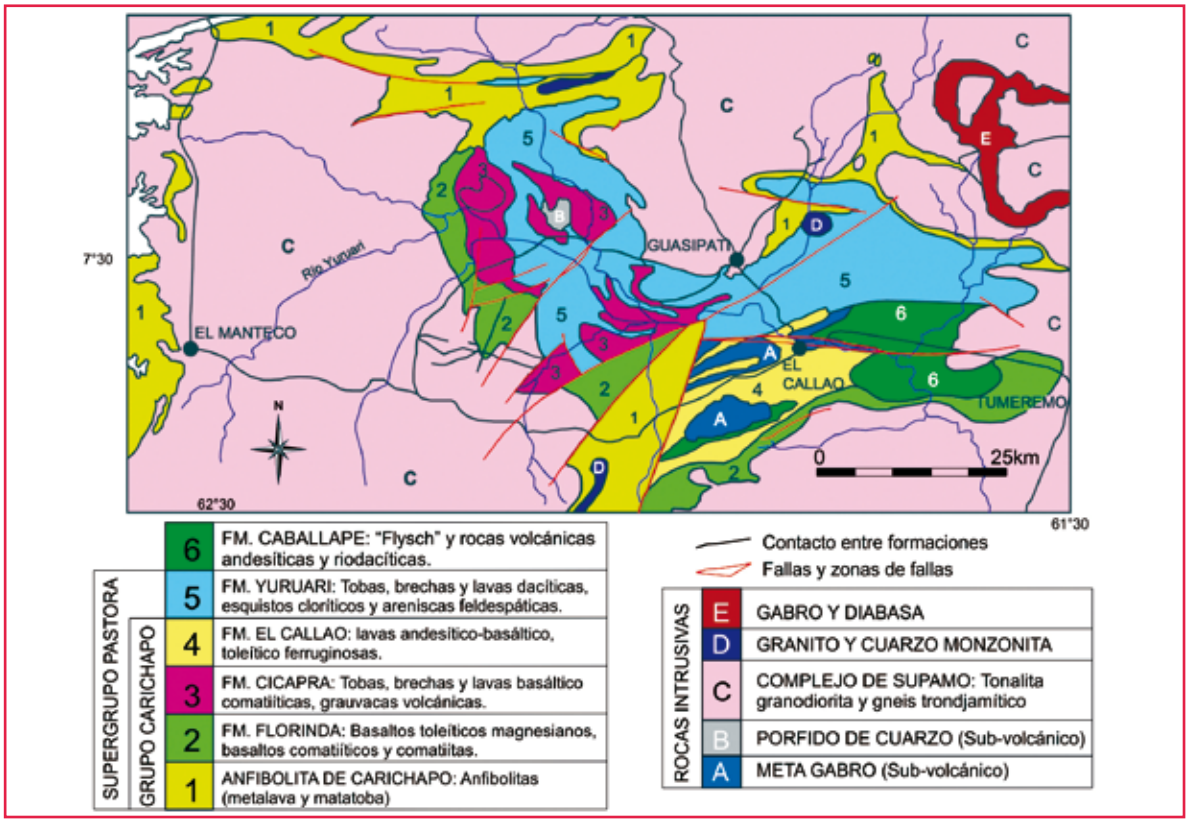


FIGURA No. 68 CRV de la Provincia Pastora, en la región de Guasipati - El Callao *(Tomado de Menéndez, 1972)*

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/ Río 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 (+Calcoalcalinas)	F. Caballape	F. Venamo/ F. Caballape	F. Chara Andesita El Caruto	F. Caballape	----	----	
>2.150 Ma Discordancia (Emplazamiento de Granitos Sódicos)							
Félsica (-Máfica)	F. Yuruari	F. Yuruari	La Cuaima Grupo Caroní	----	F. Taipana	----	
Máfica (-Utramáfica 2.300 Ma)	Grupo Carichapo F. El Callao F. Cicapra F. Florinda y Carichapo	Grupo Carichapo S.D.	Anfibolita de Carichapo	Grupo Carichapo S.D.	Cuarc. Mapares/ Anfibolita de Danta	F. El Torno Anfibolita de Río Claro	CRV Parima-Cauarane
Basamento >2.350 Ma.	Desconocido? Corteza Oceánica? Complejo de Supamo?				Gneises de Imataca >2.600 Ma.		

TABLA No. 5 Unidades litoestratigráficas de los cinturones de rocas verdes (CRV) de Guayana *(Modificado de Menéndez, 1994)*

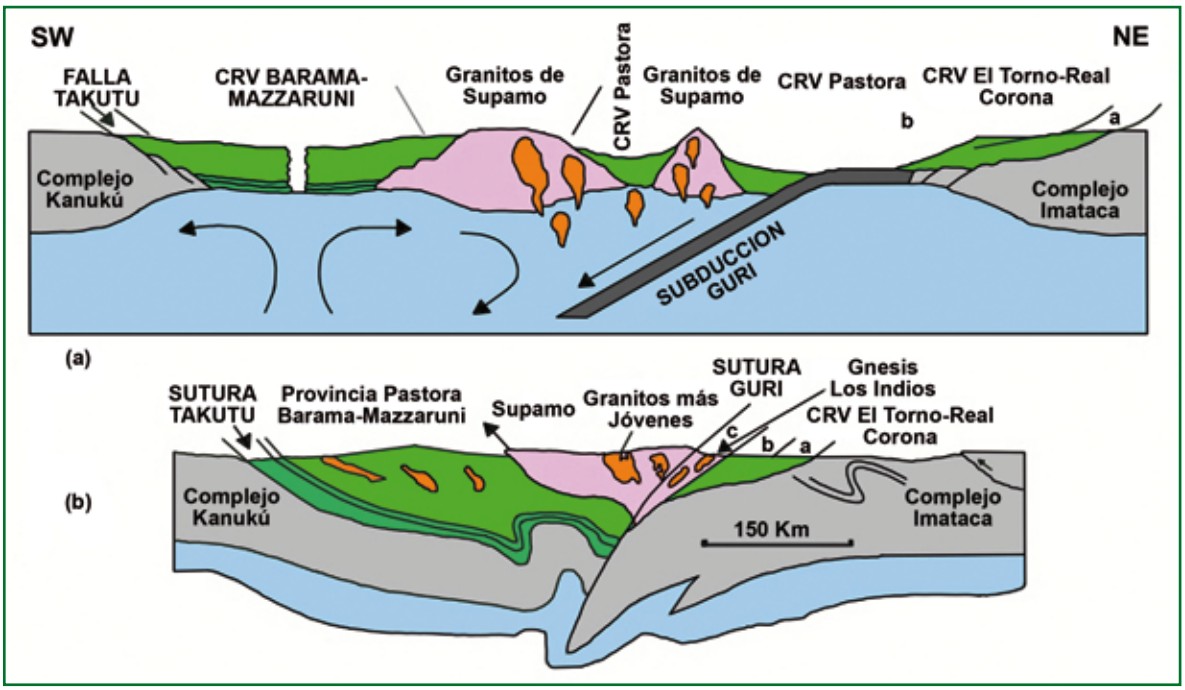


FIGURA No. 69 Secciones verticales mostrando ***a.*** Estructuras dómicas de los granitos TTG del Complejo de Supamo y los Sinformes de CRV de Pastora y Botanamo y ***b.*** Cierre del Océano Pastora contra el Continente Imataca. La zona de colisión está representada por la Falla o Sutura de Gurí, al NE y por la Falla de Takutu, al SW, del Escudo de Guayana. *(Tomado de Mendoza 2000)*

Descripción y Comentarios

En la región de Guasipati-El Callao **(Figuras No. 67 y 68)** aflora una completa sección del CRV antiguo, compuesto **(Menéndez, 1968, 1972)** de la "Asociación Carichapo y Esquistos y metatobas de Yuruari" **(Tabla No. 5).**

La Asociación Carichapo, está constituida por Metalavas tholeiíticas de El Callao y Metalavas comatiíticas de Florinda, a las cuales se yuxtapuso tectónicamente el terreno "Cicapra", predominantemente comatiítico.

Rocas metasedimentarias y metavolcánicas del CRV de El Torno-Real Corona, **(Tabla No. 5)** aflorantes al Oeste del Río Aro fueron correlacionadas por **Kalliokoski (1965)** con Carichapo.

La presencia de basaltos comatiíticos pudiera sugerir, alternativamente, que el CRV de Pastora se formó sobre una pluma de calor del manto superior en una placa oceánica, formando parte de un arco de islas oceánicas, más primitivas, con menos sedimentos asociados, con abundancia de basaltos tholeiíticos oliviníferos 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 Maroni" de Suriname, la Serie Paramaca ("Grupos" Orapú y Bonidoro) de la Guayana Francesa y el "Grupo Vila Nova" de Brasil **(Sidder y Mendoza, 1995)** y el CRV de Parima-Cauarame del Alto Orinoco-Surucucú de Brasil **(Tassinari y otros, 2000).**

Estos CRV y rocas graníticas asociadas forman la gran provincia Maroni-Itacaiuna, un cinturón móvil que forma gran parte de rocas supracostrales del Cratón Amazónico **(Cordani y Brito Neves, 1982; Goodwin, 1991).**

Los CRV más antiguos de Pastora son, posiblemente, correlacionables con CRV del Birrimian de África Occidental.

Basaltos comatiíticos, comatiítico - tholeiíticos y tholeiíticos espilitizados con estructuras de almohadillas localmente reconocibles, predominan en la parte basal o inferior de los CRV de Guayana, seguidos en la parte intermedia con mayor predominio de rocas andesíticas y dacíticas (pórfidos andesíticos, dacitas, riodacitas y rocas volcanoclásticas y piroclásticas equivalentes) sobre rocas basálticas intercaladas con sedimentos mayormente pelíticos volcanogénicos.

La parte superior está dominada por rocas turbidíticas (grauvacas, limolitas y lodolitas volcanogénicas), pelitas, tobas, cherts y rocas volcanoclásticas, cerrándose el ciclo

volcano-sedimentario con areniscas cuarcíticas, filitas y conglomerados polimícticos, transicionales entre piríticos de color verdoso a no piríticos de colores rojizos. La secuencia total supera los 11.000 m de espesor **(Menéndez, 1968).**

Rocas ultramáficas ocupan 1-2% de los antiguos CRV de Guayana, basaltos y rocas gabroides hasta un 75%, basandesitas y flujos de lavas andesíticas alrededor de un 15-17%, y rocas volcánicas félsicas y piroclásticas un 8% **(Renner y Gibbs, 1987).**

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. Algunos de estos complejos suelen estar tectonizados, metamorfizados y son de pre a sin-transamazónicos, pero otros complejos máficos-ultramáficos, no muestran casi tectonismo ni metamorfismo y son post-transamazónicos. Más adelante se describirán brevemente los complejos máficos-ultramáficos de Yuruán o Sierra Verdún y del Pistón de Uroy.

Recientemente, **Hildebrandt (2004)** argumentó 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 discordantes sobre rocas del Complejo metamórfico de Imataca y del Complejo granítico de Supamo unidos, similar a la situación del CRV de La Esperanza, en cuenca disruptada del Complejo de Imataca, con la unidad basal Cuarcita de Mapares.

Estas cuarcitas de la provincia Pastora, con cantidades menores de conglomerados, **Hildebrand (2004)** las denomina la "Formación El Miamo" (FEM) y ocurren debajo de los CRV y encima de rocas del Complejo granítico de Supamo/Complejo metamórfico de Imataca. La "Formación El Miamo" sería el equivalente de la Cuarcita de Mapares.

Las cuarcitas son rocas maduras, localmente con estratificación cruzada y deformadas de manera muy variable. En el Noroeste las rocas de la FEM son más gruesas y suprayacen discordantemente a rocas del Complejo metamórfico de Imataca, con lo cual Hildebrandt niega la hipótesis de la Sutura Gurí, montando a Imataca sobre los CRV **(Mendoza 2000; Dougan, 1974).**

Esto implica además que tales CRV son alóctonos respecto a ambos, el Complejo granítico de Supamo y el Complejo metamórfico de Imataca, opuesto a lo propuesto por algunos geólogos brasileros **(Cordani, Tassinari y otros 1995)** que postularon que el Complejo metamórfico de Imataca era alóctono y los CRV de Maroni-Itacaiunas, donde incluyen a Pastora-Botanamo, son autóctonos.

Hildebrandt (2004) refiere que, a pesar de que tradicionalmente se ha dicho que las rocas del Complejo granítico de Supamo intrusionan o son reactivadas intrusivamente cortando a los CRV, en varias localidades, él observó augen-gneises de hasta 15 m de ancho que subyacen discordantemente a rocas del CRV de Pastora.

Moreno (1985), en la zona del Río Supamo reconoce muchos xenolitos de rocas volcánicas del tipo Pastora en los TTG, en oposición a lo referido por **Hildebrandt (2004).** En opinión del autor, ambas cosas son posibles y así lo admitió **Menéndez (1968)** hace algún tiempo.

Además **Hildebrandt (2004)** afirma 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 las de la "Formación Florinda", con supuestas lavas y basaltos ricas 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 **Hildebrandt (2004),** debería ser abandonado porque la definición original para esa formación dada por **Menéndez (1972),** como una secuencia de esquistos anfibolíticos con limolitas, areniscas y conglomerados, en realidad envuelve rocas supracorticales y de un basamento, en una zona complejamente tectonizada y fallada, donde las cuarcitas son parte de ese basamento y las limolitas y esquistos anfibolíticos son partes de la "Formación Yuruari". O sea que Cicapra es una unidad compleja, melange tectónico, o microterreno.

Hildebrandt también opina que la presencia de diques dacíticos y de tobas dacíticas sugiere la existencia de un basamento continental durante su emplazamiento y erupción, o sea que pertenecen a un arco magmático tipo Andes.

Esto concuerda con lo dicho por **Mendoza (2000)** para la mineralización aurífera, inducida por pórfidos procedentes de un arco magmático para el caso distante de Las Cristinas. Es posible que tales dacitas intrusionaron parte de los CRV durante y después del cierre oceánico.

La edad del cizallamiento inverso, tipo corrimiento o transportador de los CRV sobre Supamo e Imataca, es más joven de 2.131 ± 10 Ma que es la edad 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.

Sin embargo, **Aponte (2007)** limita esta posibilidad porque el Granito de El Gancho, de una edad U/Pb en circones de 2.16 Ga, es intrusivo en el Complejo granítico Supamo y en el CRV que, obviamente, ya estaban allí antes de 2.16 Ga y que las reactivaciones entre 2.05 Ga a 2.08 Ga de los sistemas U/Pb en rocas del Complejo metamórfico de Imataca, se relacionan posiblemente a la colisión de la PP con el CI, en o hacia la zona de sutura de Gurí **(Mendoza 2000).**

Como según **Hildebrandt (2004)** las cuarcitas de 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 antes del traslado tectónico y ello debió ocurrir antes de 1.962 Ma y después de los 2.131 Ma, siendo la edad más probable de tal corrimiento alrededor de 2.094-1.984 Ma. Ya hemos citado las observaciones de **Aponte (2007)** sobre este punto, que contradicen lo propuesto por **Hildebrandt (2004).**

Ahora bien, para **Hildebrandt (2004),** como la mineralización es cortada por estas fallas, incluido el corrimiento mayor que trasladó alóctonamente los CRV sobre Supamo e Imataca, entonces también la mineralización aurífera es más joven de 2.094 - 1.989 Ma.

Una tonalita intrusiva mineralizada, de Chocó 10 en El Callao por U/Pb circones SHIRMP dió una edad de 2.117 Ma **(Phillips y otros, 2007),** es decir que la mineralización es más antigua de 2.094 Ma, en oposición al párrafo anterior.

La edad de mineralización aurífera de Las Cristinas es 2.060 Ma. La edad de mineralización de El Callao es algo similar a la de Las Cristinas, y ambas ocurrieron muy próximo y/o después del cierre oceánico hacia 2.060 Ma a 2.090 Ma, es decir, que de la edad postulada por **Hildebrandt (2004)** pareciera adecuada pero sólo aplicado al caso de Las Cristinas.

No obstante lo propuesto por **Hildebrandt (2004),** el autor de este trabajo, recuerda y argumenta al respecto lo siguiente:

a. Para que se forme un CRV, en general, se requiere de un océano y para que éste se origine, se precisa que un viejo continente se abra o separe por "rifting". Para originar el océano Pastora, el viejo continente que se abrió, debió ser Imataca en su extensión más amplia a la actual y una zona de mayor debilidad para hacerlo, fue la última sutura, de Gurí. La edad de todo CRV aflorante en los continentes, indica la edad mínima de cierre donde se formó ese CRV.

b. La "Formación El Miamo" compuesta por unas cuarcitas y meta-conglomerados, puede ser un nuevo aporte a la geología de la zona, pero eso indica que geólogos expertos que trabajaron varios años en la zona no la observaron en el campo, bien porque no cartografiaron la zona de El Miamo, o bien porque tales rocas afloran muy reducida y localmente o, simplemente no las identificaron en campo, o se trata de horizontes sedimentarios cuarcíticos intercalados en los CRV, que quedaron como remanentes resistentes a la erosión sobre los gneises TTG del Complejo granítico de Supamo.

En todo caso, el modelo de **Hildebrandt (2004)** concuerda con lo observado en el Torno-Real Corona y con el concepto general de CRV de asociación de plataforma tipo Lago Norte de Caribú de Canadá. El autor ha dado, por el contrario, muchas razones para correlacionar el CRV de Pastora con los CRV de basaltos de llanuras oceánicas, tipo Abitibi de Canadá.

c. 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. Sí es cierto que cerca de El Miamo existe una serie de vetas de cuarzo estéril que se explota a cielo abierto, para ser procesado el cuarzo seleccionado allí como materia prima en la fabricación de la aleación de ferrosilíceo en la Empresa Fesilven de Puerto Ordaz.

d. Aponte (2007) observó en esa misma zona cuarcitas similares a las descritas por **Hildebrandt (2005),** pero no en la parte basal o por debajo de los CRV del tipo Pastora, sino dentro de las secuencias supracorticales de los mismos y por encima de tales CRV y de rocas graníticas del CS. Quizás esta relación de cuarcitas sobre el CS, llevó a **Hildebrandt (2005)** a su modelo, algo similar al referido de **Kaliakoski (1965)** en La Esperanza.

e. Recientemente, **Phillips y otros (2007)** reportan las siguientes edades por U/Pb en circones SHRIMP en Chocó 10 El Callao:

- Secuencia calcoalcalina intermedia en la sección con 2.143 Ma,
- Tobas dacíticas de 2.144 Ma, similar a la edad de las dacitas intrusivas en Yuruari,
- Leucogabros intrusivos con 2.142 Ma y tonalita trondjemítica intrusiva y mineralizada de 2.117 Ma.

La edad de los basaltos, tipo El Callao, es más antigua de 2.144 Ma, pero aún no determinada más precisamente. Al parecer la edad de mineralización en Pastora y Botanamo, ocurrió durante e inmediatamente después del cierre oceánico, posiblemente hacia 2.060-2.090 Ma en contradicción con lo reportado por **Phillips y otros (2007),** pero carecemos de edades numerosas y confiables, en particular en Pastora.

f. La edad de la mineralización en las Metalavas tholeiíticas de El Callao es también desconocida, aunque se cree que ocurrió al final del evento principal tectonometamórfico de la Orogénesis Transamazónica y, con seguridad, más joven de 2.144 Ma.

Las edades del Complejo granítico de Supamo son controversiales, incluso con los mismos datos de un autor **(Gaudette y otros, 1975).** En consecuencia es totalmente improcedente, infundado y muy impreciso al respecto, lo postulado por **Hildebrandt (2004)** sobre que la edad de la mineralización aurífera de El Callao es más antigua de 2.094 Ma: 2.300 Ma?, 2.500 Ma? etc.

El autor estima una edad de mineralización para El Callao similar a la de Las Cristinas, 2.060-2.090 Ma, similar también a la edad de mineralización aurífera de Omai en Guyana y de Ashanti en Ghana.

g. Algunas edades del Complejo granítico de Supamo han sido recopiladas por **Aponte (2007)** por U/Pb y Sm/Nd, que oscilan entre 2.29 Ga a 2.09 Ga, siendo la edad de granitos potásicos intrusivos en el mismo, como el granito de El Gancho, de 2.16 Ga por U/Pb. Ya referimos que muchos de estos granitos TTG, en el área del Río Supamo, contienen xenolitos de rocas volcánicas del CRV de Pastora del cual no tenemos edades.

Por otra parte, las rocas del Complejo granítico de Supamo en facies anfibolita con desarrollo, aunque local, de migmatitas, implica reactivación y recristalización parcial a avanzada de sus circones y también reactivación del sistema Sm/Nd.

Recuérdese la historia de los TTG de Minnesota, USA, que por muchos años fueron considerados de edad Paleoproterozoica hasta que se consiguieron gneises con circones menos recristalizados, con núcleo sin recrecimientos, que arrojaron edades por U/Pb del Arqueozoico **(Bicford, y otros 2004).**

Las características petrológicas y geoquímicas de varias formaciones de los CRV de Pastora, se correlacionan mejor con CRV del tipo Abitibi, de edad Neoarqueozoica. También las características geoquímicas de rocas TTG del CS **(Aponte, 2007)** apuntan hacia asociaciones TTG de edad Arqueozoica.

h. En el CRV de El Torno-Real Corona se observan, dentro del Complejo metamórfico de Imataca, CRV tipo Pastora con intrusiones graníticas TTG tipo Complejo granítico de Supamo de edad 2.24 Ga por U/Pb en circones **(Day y otros, 1991),** implicando que el Complejo granítico de Supamo es intrusivo en el Complejo metamórfico de Imataca, y es también intrusivo en el CRV de El Torno-Real Corona, correlacionado con el CRV de Pastora, es decir, que este es más antiguo allí de 2.24 Ga.

i. Nuestros depósitos de oro en la Provincia Pastora son tipo orogénico, y un buen modelo de formación de los mismos es presentado por **Kerrich y otros (2000),** lo cual sugiere que tales depósitos de oro orogénico ocurren sobre una zona en subducción y cerca de un arco magmático, al final de la orogenia durante y después del cierre oceánico, y hasta, durante e inmediatamente después de la colisión del arco de islas con el continente, y a lo largo de fallas paralelas a la zona de sutura en el arco de islas ya colidido contra el continente. También oro orogénico puede formarse en arcos de islas.

Tal acreción o cierre oceánico del arco de islas de Pastora contra el continente Imataca ocurrió hacia 2.090-2.060 Ma ¿? Y Gurí marcó posiblemente tal zona de paleosutura. Las fallas Guasipati, Laguna, etc., son paralelas a subparalelas a la sutura Gurí.

Estas evidencias y argumentos contradicen muchos de los postulados de **Hildebrandt (2004).** Sin embargo, el autor de este resumen académico **(Mendoza, 2000)** está totalmente de acuerdo con **Hildebrandt (2004)** en que los contactos de las formaciones del denominado "Supergrupo Pastora" y del "Grupo Carichapo" son contactos tectónicos y que las unidades del CRV son alóctonas, es decir que han sufrido traslado tectónico.

Se sugiere que el uso de la geoquímica en elementos mayores, menores y traza, nos podría dar indicios de qué formaciones deberían ser originalmente, pre-traslado tectónico, más bajas o más altas en la secuencia tradicional de un cinturón de rocas verdes, siempre y cuando las rocas volcánicas resulten ser comagmáticas o relacionadas magmáticamente.

Además, se precisa de muchas determinaciones de edades por métodos apropiados (U-Pb en núcleos de circones muy poco o nada recristalizados, por ejemplo) e isótopos de Os.

De hecho el autor **(Mendoza 2000)** afirmó con base en datos geoquímicos, que la secuencia original, pre-traslado tectónico, de más inferior a más superior era para la Asociación Carichapo la siguiente: volcánicas y tobas máficas comatiíticas, filitas y meta-sedimentos máficos del Complejo o Terreno Cicapra en la base, seguida de las Metalavas basáltico-comatiíticas de Florinda y, finalmente, hacia el tope de la Metalava basáltico tholeiítica de El Callao, secuencia que es la apropiada sobre una pluma de calor y que está totalmente opuesta a la secuencia presentada por **Menéndez (1968).** Adicionalmente, edades radiométricas por, U-Pb y otros métodos confiables reforzarían o modificarían tales postulados.

Se recomienda el estimular varias tesis de grado que cartografien en detalle el área de El Miamo y definan mejor, o nieguen, la existencia de la "Formación El Miamo".

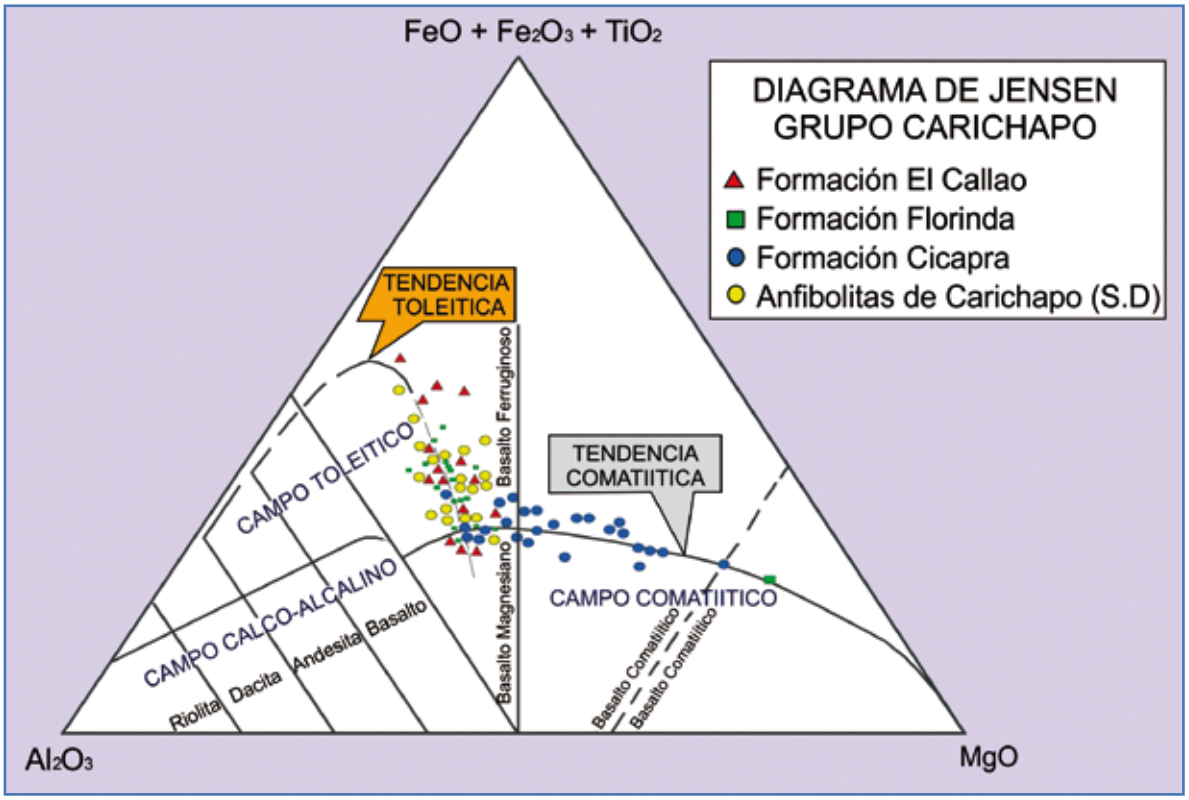


FIGURA No. 70 Diagrama Ternario de Jensen (1987) que muestra tendencias magmáticas de las rocas de las "formaciones" El Callao, Cicapra y Florinda. *(Tomado de Menéndez, 1994)*

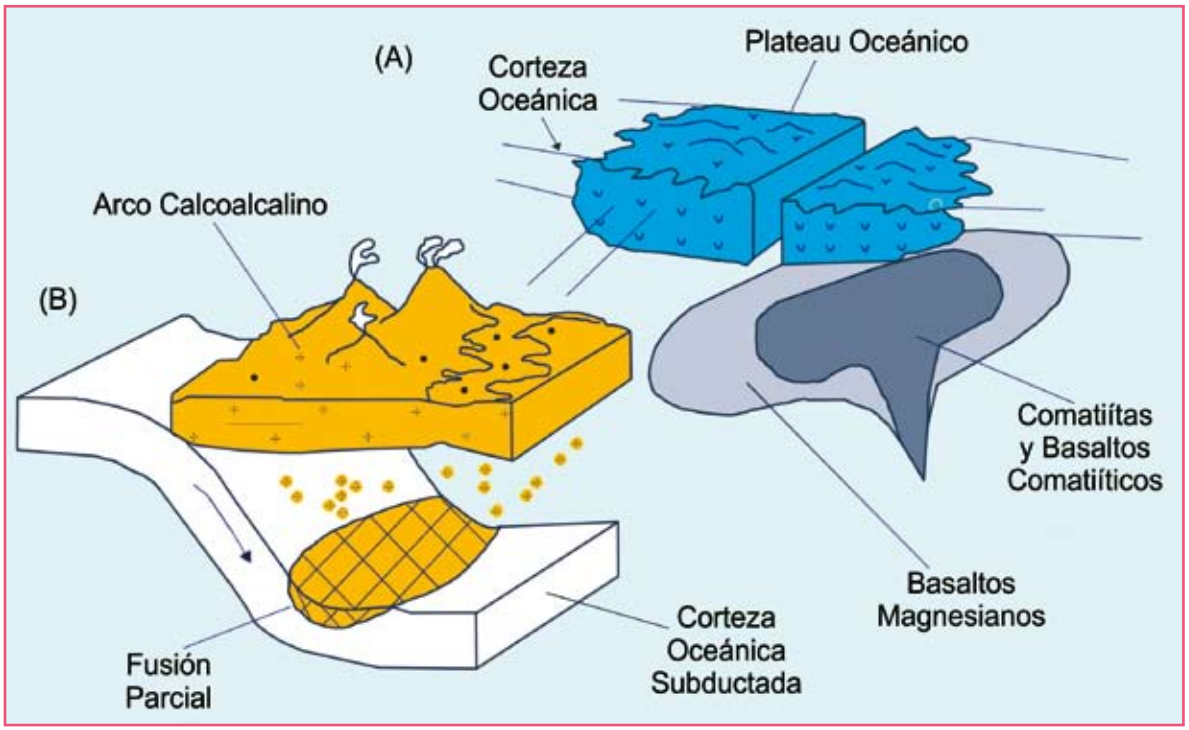
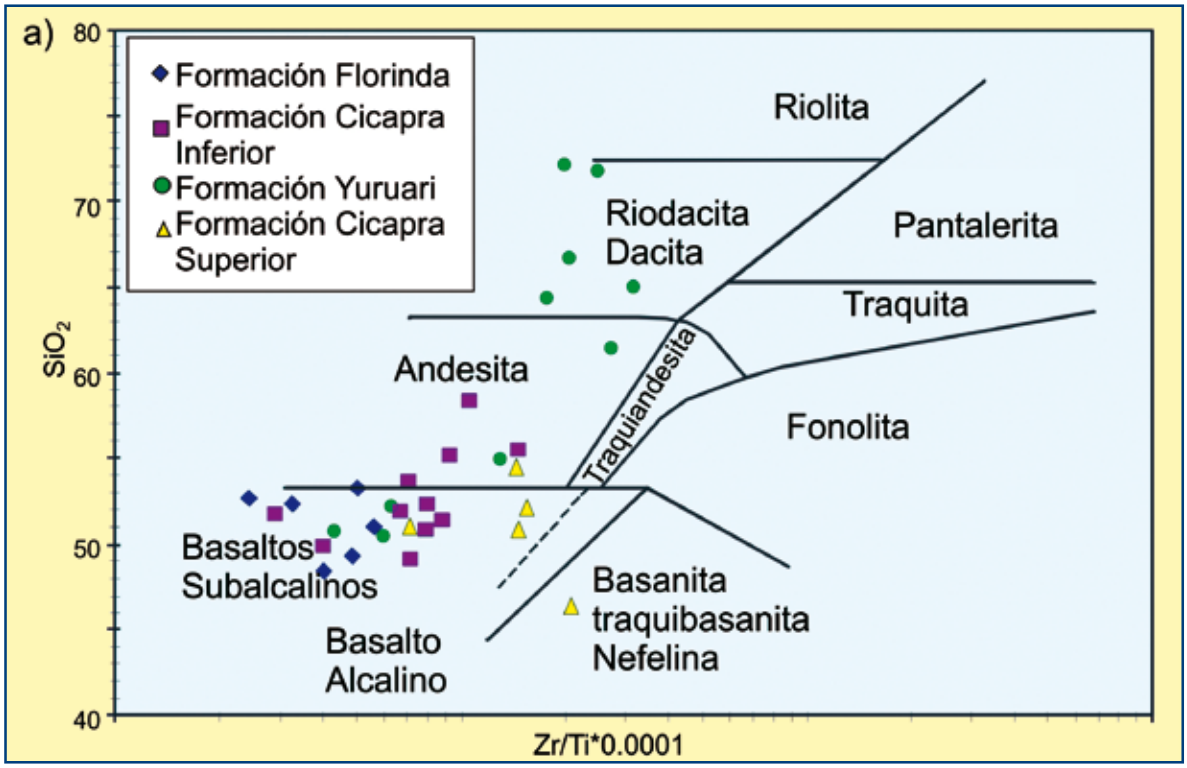


FIGURA No. 71 Colisión de arco Magmático Maduro con arco Magmático Bimodal (B) de la "formación" Yuruari y de esta con plateau oceánico (A) de la "formación" Cicapra *(Tomado de Aponte, 2005)*



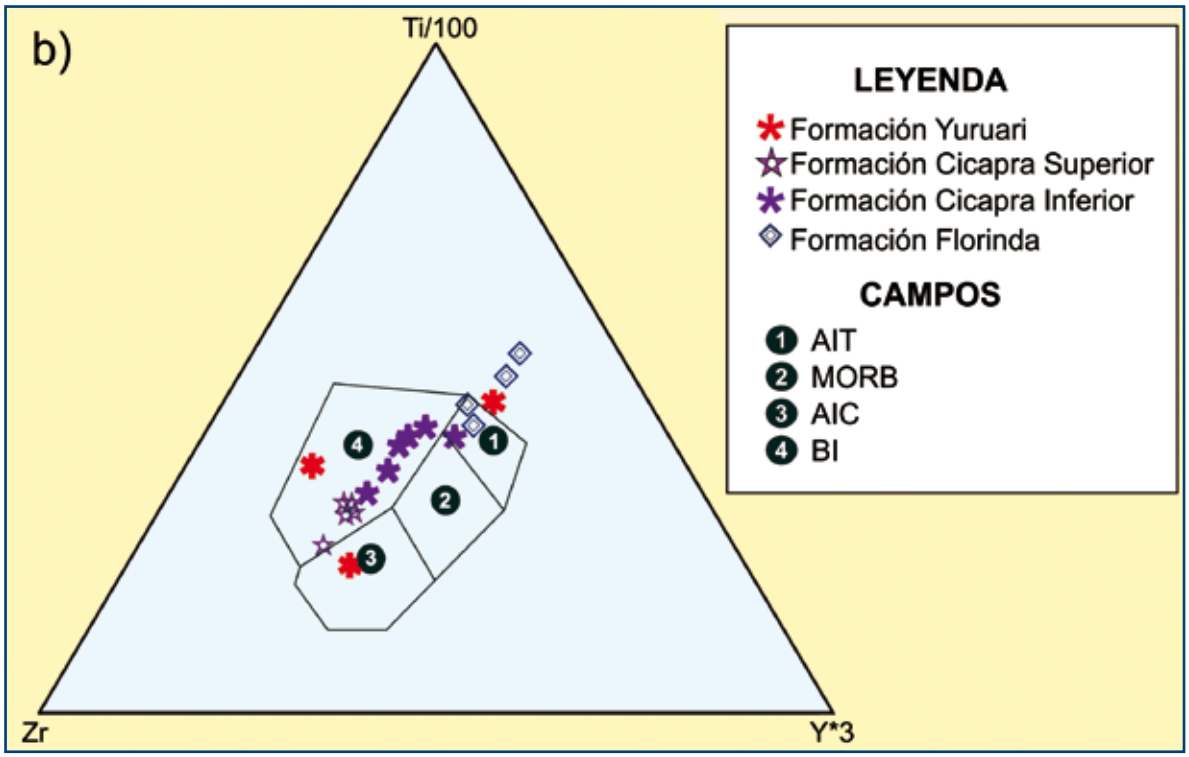


FIGURA No. 72 a. Diagrama Zr/Ti versus SIO_2, muestra que las rocas de Cicapra y de Florinda caen mayormente en el campo de los basaltos sub-alcalinos y algo de andesitas, y las de Yuruari en el campo de dacitas y riodacitas. **b.** Diagrama triangular Ti-Y-Zr para las rocas de Yuruari, Cicapra y Florinda con relación a los campos de los basaltos oceánicos y de arcos de islas. *(Tomado de Aponte, 2005)*

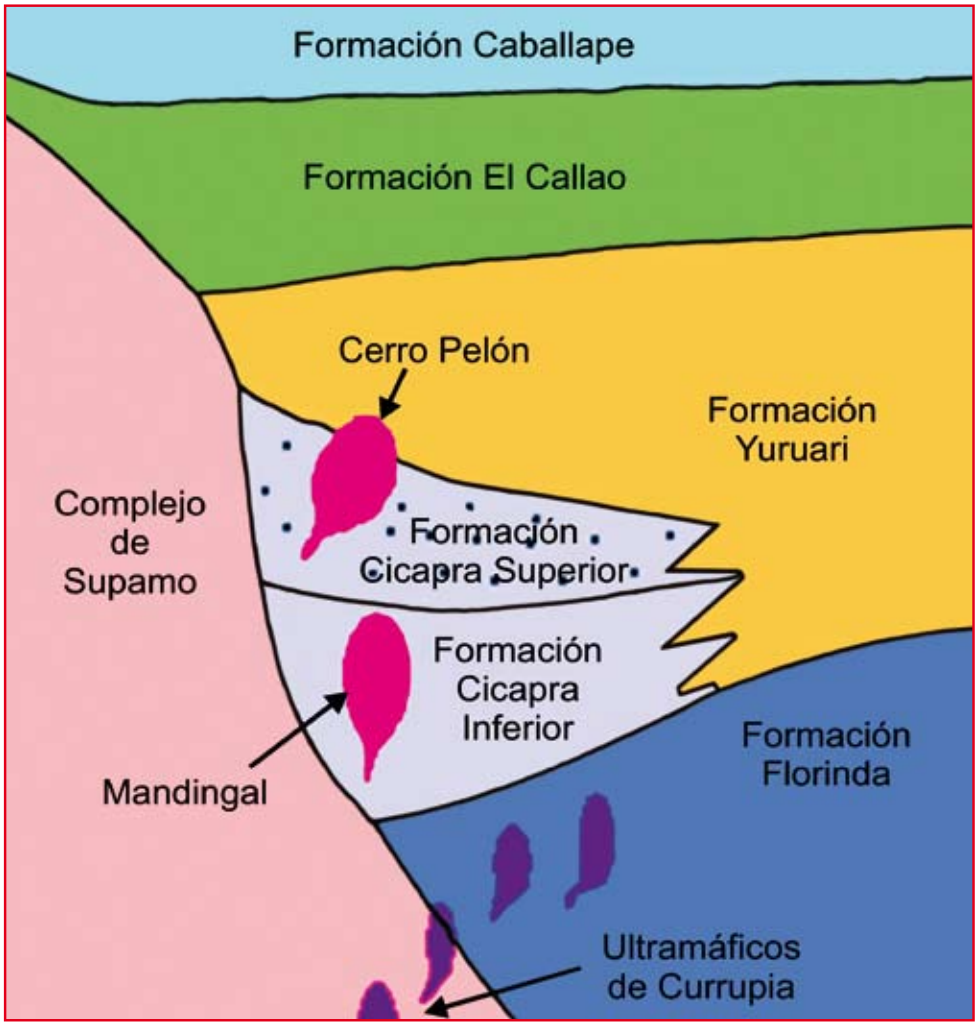


FIGURA No. 73 Relaciones estratigráfico-tectónicas de las "formaciones" El Callao, Yuruari, Cicapra, (inferior y superior) y Florinda, con respecto al complejo granítico TTG de Supamo y a los plutones intrusivos de Cerro Pelón y Mandingal *(Tomado de Aponte, 2005)*

Varias tesis de doctorado se requieren para caracterizar y obtener algunos modelos de derivación de las diferentes unidades litodémicas de las rocas de Pastora, así como su aloctonía y traslados tectónicos.

En este contexto **Aponte (2005)** hizo nuevos aportes en una revisión bibliográfica de datos de campo de autores precedentes **(Korol 1965, Kalliokoski 1965 y Menéndez 1968 y 1994),** con algunos estudios petrográficos y algunos análisis químicos.

Aponte (2005) aportó de esta forma un nuevo "modelo estratigráfico" y una variación de la evolución geodinámica de arcos de islas que pasaron de inmaduros ("Formación" Florinda) a maduros ("Formación" Yuruari), con basaltos formados en cuencas detrás del arco ("Formación" El Callao), colidieron y se cerraron contra el Complejo metamórfico de Imataca al final de la Orogénesis Transamazónica (2.0 Ga).

Según **Aponte (2005),** basado en "diferencias tectónicas y relaciones estructurales", se tiene la siguiente "secuencia tectono-estratigráfica":

1. Unidad más inferior del CRV de Guasipati, representada por la "Formación Florinda (FF)". Rocas plutónicas ultramáficas intrusionaron a la "FF" y fueron alteradas y serpentinizadas.

2. El contacto entre la "FF" y la "Formación Cicapra", por sus grandes diferencias geoquímicas, debe implicar un contacto tectónico entre ambas formaciones.

3. "La Formación Cicapra (FC)" se localiza hacia la mitad de la columna estratigráfica y al menos el magmatismo inicial de la "Formación Yuruari (FY)." Los pórfidos de Mandingal y Cerro Pelón intrusionaron las partes inferior y superior, respectivamente de la "FC"

4. La relación de la "FC" con la "FY" es de colisión o interacción de plateau oceánico relacionado a pluma de calor-arco de islas maduro, respectivamente, en margen convergente **(Figura No. 73).**

5. Probablemente la "Formación El Callao (FEC)", representa el tope del CRV, coincidiendo con **Mendoza (2000),** con sus basaltos tholeiíticos acompañados de gabros y diques de diabasas, emplazados en el inicio del "rift" detrás del arco.

6. Discordantemente sobre la "FEC" yace la "Formación Caballape (FC)" **(Figura No. 73).**

El autor **(Mendoza 2000)** ha resaltado que los contactos entre las unidades litodémicas de la Asociación Carichapo y de las Metalutitas carbonosas/grafitosas Yuruari con las Metalavas tholeiíticas de El Callao, son contactos tectónicos y que muchas de estas "formaciones" representan, como Cicapra, verdaderos litodemos, melanges y hasta terrenos y que, en general, todas estas unidades litodémicas y terrenos de los CRV en su conjunto son alóctonas.

Es decir, que el CRV de Guasipati-El Callao es un terreno compuesto o superterreno, sin poder precisar edades, ni direcciones, ni distancias de los respectivos traslados, por la gran carencia de información radimétrica y paleomagnética representativas y confiables.

Cecchi (2005), utilizando el diagrama de álcalis versus sílice, reconoció dos posibles tipos de basaltos para las lavas de El Callao, en el área de la Mina Chile:

- Basaltos tholeiíticos altos en Fe y
- Basaltos relativamente altos en MgO o "boninitas", a la que los geólogos anteriores llamábamos "basandesitas".

Recientemente **Cecchi (2007)** establece que la secuencia volcánica de la Metalava tholeiítica El Callao, consiste de flujos basálticos masivos y almohadillados, tholeiíticos altos en Fe, intercalados por brechas hialoclásticas formadas de fragmentos volcánicos de andesitas y basaltos amigdaloides, tipo almohadillados y lentes de jaspes entre ambos tipos de lavas.

Los flujos lávicos, no almohadillados, pueden ser de dos tipos: lavas granulares tipo 1 de 50 m de ancho, con magnetita, y lavas granulares tipo 2, de 50 m de ancho, sin magnetita.

En un diagrama Ti versus Zr, los dos tipos de basaltos y las brechas siguen un mismo trend típico de cristalización muy bien fraccionado o diferenciado, lo cual indica también que se trata de una misma unidad litodémica o asociación comagmática.

Las "boninitas" son basaltos enriquecidos en SiO_2 (>53%) y en MgO (>8%) con bajo contenido de TiO_2, muy agotados en elementos incompatibles. Estas rocas son generadas por fusión parcial de harzburgitas hidratadas en la cuña del manto subyacente, a litósfera joven y caliente en subducción.

Los valores reportados por **Cecchi (2005)** para óxidos de titanio y magnesio son cercanos a los de las clásicas boninitas, pero con muy bajos contenidos en SiO_2 y, por lo tanto, difícilmente se formaron en un ambiente de arco de islas.

A tales rocas el autor no las llamaría boninitas, sino como hasta el presente se ha hecho, es decir, con el nombre de basandesitas, o más apropiadamente, el de basaltos magnesianos (no llegan a comatiíticos). Estas rocas se formaron, posiblemente, en islas oceánicas relacionadas a una parte marginal de una pluma de calor, en un más cercano plateau oceánico.

Los coeficientes de 134 "boninitas" **(Best, 2003)** Th/Ta, La/Yb, La/Sm corresponden a valores muy similares de rocas basálticas de CRV de Vizien, Provincia Superior, Canadá, interpretados como una secuencia alóctona máfica-ultramáfica, con una gran variedad de rocas que representan fragmentos de un plateau oceánico relacionado a una pluma de calor **(Tomlinson y Condie, 2001).**

También **Velásquez (2005, 2007),** utilizando diagramas Zr/Nb versus Nb/Th, propuso para las rocas de El Callao de la misma zona de **Cecchi** dos tipos de rocas basálticas: **1.** Basaltos de arcos de islas primitivas u oceánicas, con menor contenido de MgO, y **2.** Basaltos con mayor contenido de Mg, del tipo de plateau oceánicos relacionados a una pluma de calor.

El gráfico de Nb/Y versus Zr/Y indica, según **Velásquez (2007),** que la gran mayoría de las muestras caen en el campo de fuentes asociadas a plumas de calor, siguiendo a **Condie (2005),** aunque algunas pocas caen por debajo de fuentes no relacionadas a plumas de calor, es decir, que la Metalava tholeiítica El Callao se compone de dos tipos de rocas basálticas, posiblemente originadas en ambientes algo distantes y puestos en contacto por traslado tectónico, o amalgamación, corroborando lo expresado más arriba. Dado el contenido moderado de MgO (5.1% a 7.1%) de estos basaltos tholeiíticos, las rocas de afinidad de pluma mantelar se ubican hacia la parte superior de la cabeza y periferia superior de tal pluma, siguiendo lo referido al respecto por **Sproule (2002).**

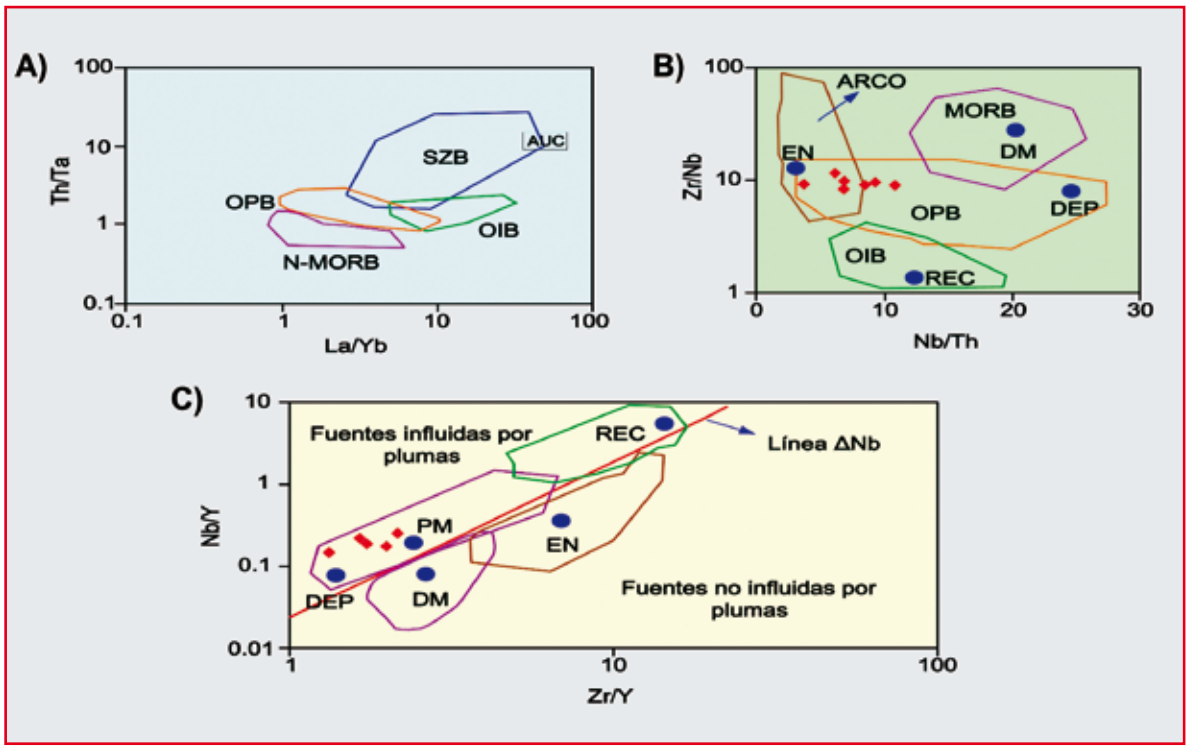


FIGURA No. 74 ***A.***Relaciones La/Yb versus Th/Ta para metabasaltos de Formación El Callao ***B.*** Relaciones Nb/Ta versus Zr/Nb mostrando componentes del manto y varios ambientes tectónicos (EN = enriquecido, REC = reciclado, DEP = pluma de calor, DM = manto superior, MORB = basaltos de ridges oceánicos, OIB = basaltos islas oceánicas, OPB = basaltos de plateau oceánicos) ***C.*** Relaciones Zr/Y versus Nb/Y separando campos con y sin influencias de plumas de calor *(Tomado de Velásquez, 2007)*

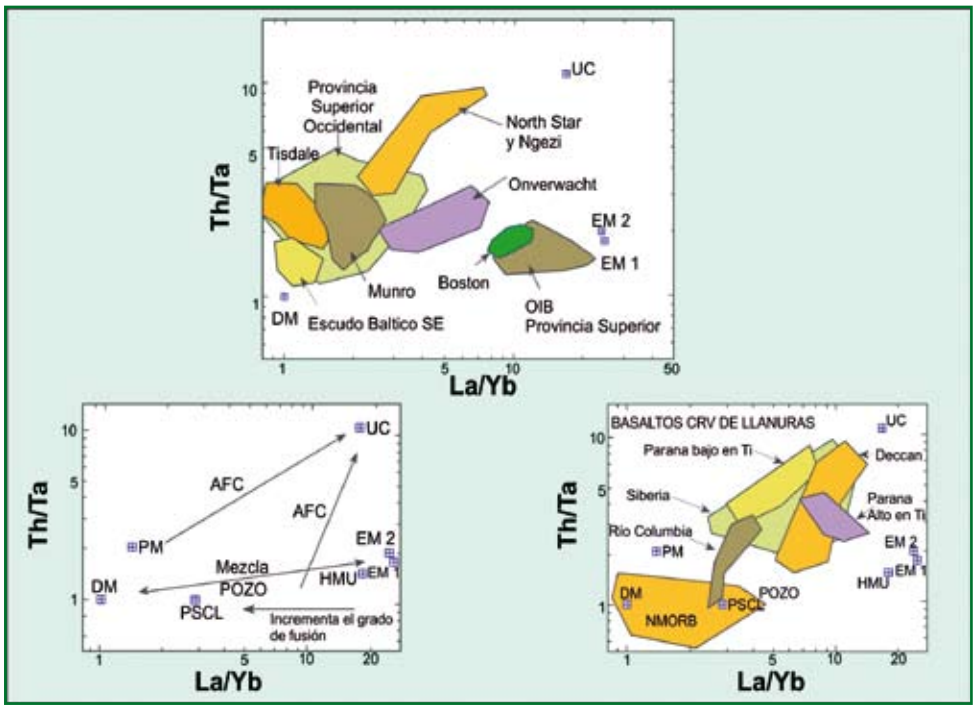


FIGURA No. 75 Diversos diagramas de La/Yb versus Th/Ta, mostrando campos de las rocas máficas y ultramáficas de Báltica, Canadá, de basaltos de llanuras o rifts continentales *(Tomado de Condie, 2005)*

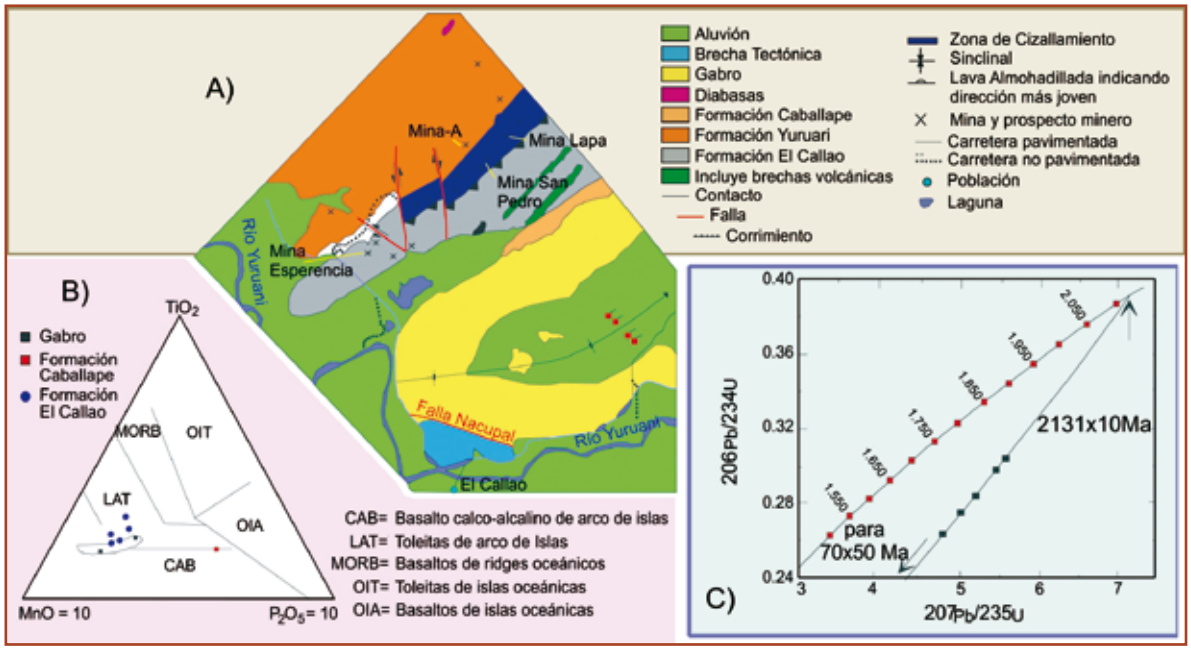


FIGURA No. 76 a. Geología general de la zona de Lo Increíble. **b**. Diagrama triangular TiPMn. **c**. Edad U-Pb en circones en tobas dacíticas de la "Formación Yuruari" *(Tomado de Gray y otros, 1995)*

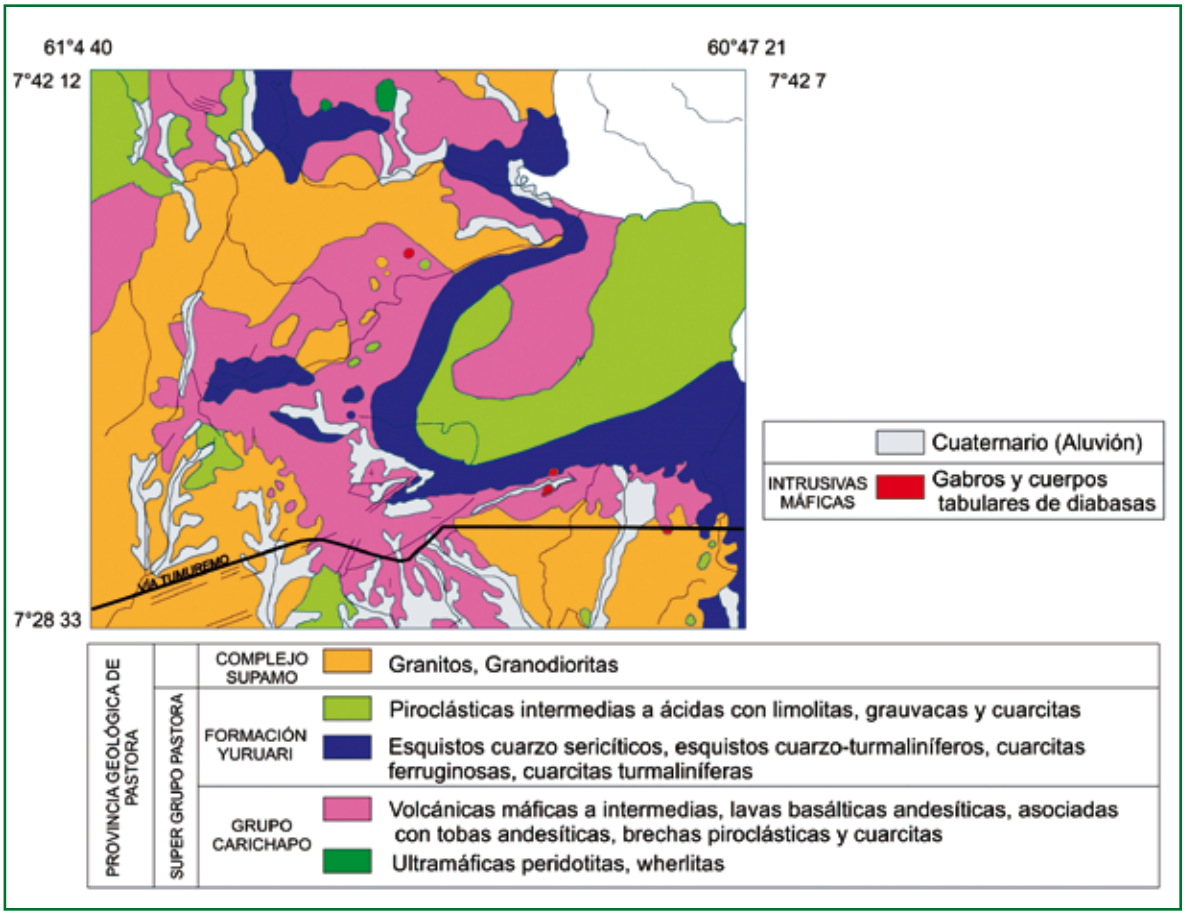


FIGURA No. 77 Mapa geológico del área de Bochinche *(Tomado de Salazar y Franco, 1995)*

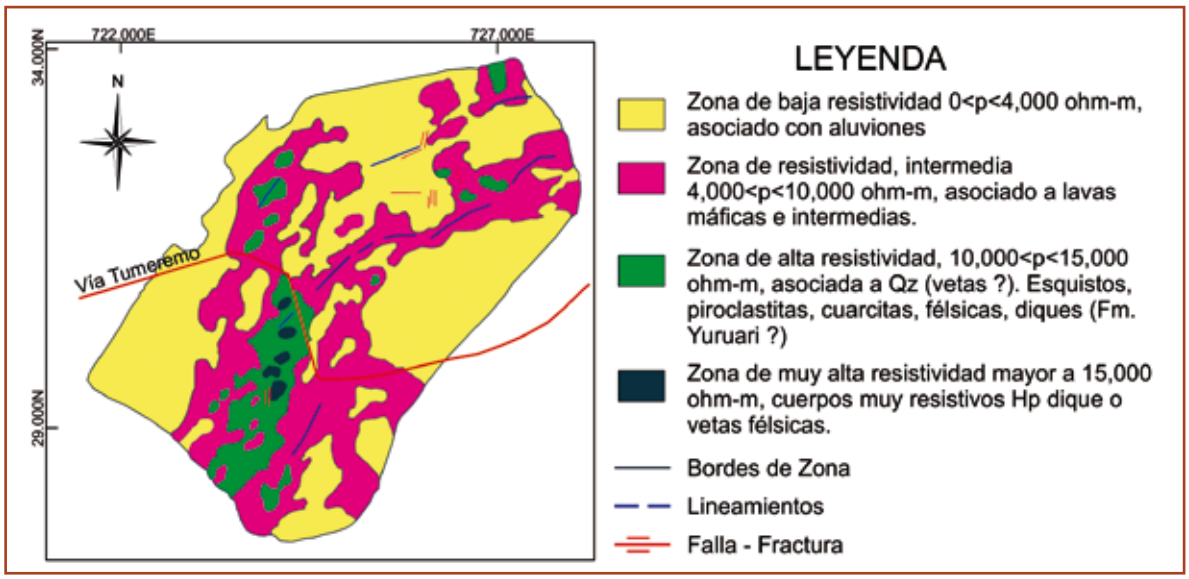


FIGURA No. 78 Interpretación eléctrico-estructural de los CRV de Bochinchito *(Tomado de Fernández, 1995)*

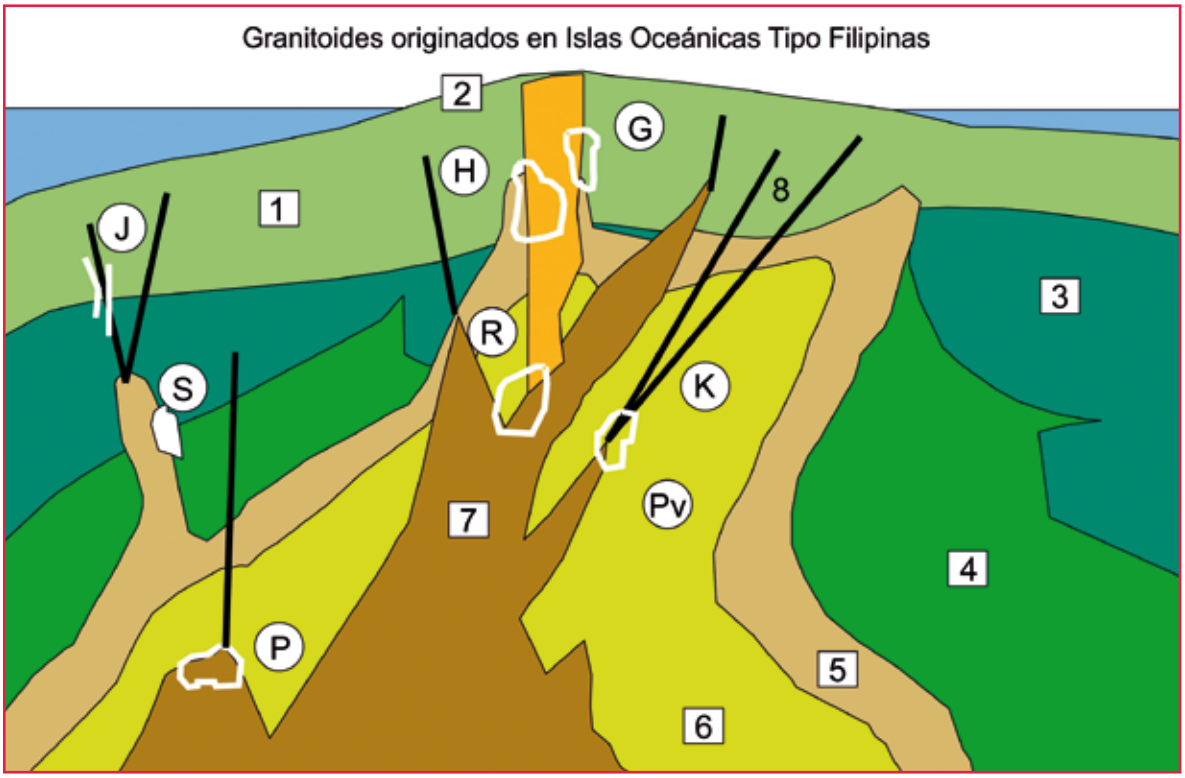


FIGURA No. 79 Asociaciones tholeiíticas a calco-alcalinas con bajo K, máficas, intermedias y graníticas ricas en Na. Depósitos de pórfidos de Cu-Au (relacionados a alta sulfidización subvolcánica) *(Tomado de Laznicka, 2009)*

1= Andesitas y piroclásticas, 2= Brechas, 3= Basaltos tholeiíticos, 4= Gabros, dioritas y microdioritas, 5= Diorita, 6= Cuarzo, diorita, 7= Tonalitas y pórfidos tonalíticos, 8= Barras negras: diques porfídicos, G= Reemplazo con alunita, H= Brechas con oro epitermal, J= Vetas epitermales con Au-Ag, K= Alta sulfidización, P= Pórfido diorítico con Cu-Au, Pv= Menas en exocontactos volcánicos, R= Pórfidos de oro, S= Reemplazo de magnetita-apatito.

Velásquez (2007) concluye que, basado en datos geoquímicos, los basaltos de la Metalava tholeiítica El Callao pueden ser el producto de cristalización en o cerca de la superficie de un magma generado a partir de fusión parcial de un 17% de la fuente mantelar, con una composición química teórica de manto "pirolítico" de **Ringwood (1979)** después que el mismo sufrió fusión parcial y cristalización fraccionada en su ascenso hacia la superficie, siendo el producto de este proceso los gabros que se encuentran asociados en el área de estudio a los basaltos tholeiíticos magnesianos, lo cual puede implicar una derivación de basaltos y gabros generados de un mismo tipo de magma.

La derivación de los basaltos tholeiíticos de un plateau oceánico asociado a una pluma de calor se sustenta a partir del comportamiento del Nb, con valores <2 ppm y una relación La/Yb <1.4 ppm que caracterizan a basaltos de ese tipo de derivación mantelar. Esto concuerda también con un comportamiento casi plano para el Nb-Ta, en un diagrama de variación de elementos traza, lo cual los diferencia de los basaltos de arcos de islas que están mejor fraccionados o diferenciados, con una anomalía negativa de Eu al respecto.

El autor de este resumen académico piensa que esta conclusión de **Velásquez (2007)** puede estar muy cercana a la realidad pero debe contar con líneas adicionales y distintas de evidencias tales como contenido de Ni, gráficos de Ni versus MgO, criterios de los tipos de basaltos propuestos por **Condie (2005).** Así, por ejemplo, una relación Th/Ta (<2) con una alta relación La/Yb para una roca basáltica sugiere que la misma debió originarse a diferentes profundidades en un plateau oceánico relacionado a una pluma de calor.

Otros datos, como edades U-Pb en circones y baddeleyita (ZrO_2) o Pb/Pb y especialmente Re-Os y obtenciones de las relaciones isotópicas iniciales de U, Pb y Os, nos podrían dar algún soporte sobre las fuentes originales y los posibles procesos de derivación en la formación de tales rocas basálticas, soportando la tesis de **Velásquez (2005).** De comprobarse que los basaltos tholeiíticos-magnesianos de El Callo, Florinda y algunos basaltos magnesianos de Cicapra, se formaron en un ambiente de plateau oceánico, asociado posiblemente a una pluma de calor, entonces el basamento de tales rocas debió ser oceánico, es decir de composición máfico-ultramáfica, y no félsico o de granitos TTG de Supamo, como se observa actualmente, por lo que tales rocas basálticas tholeiíticas y magnesianas de El Callo, Florinda y Cicapra sufrieron traslado tectónico, o sea que son alóctonas, sobre el aparente basamento félsico-granítico TTG de Supamo, lo cual confirma la tesis de **Mendoza (2000)** y de **Hildebrant (2005).**

A conclusiones similares a las de **Mendoza (2000),** con revisión geológica y tectónica detallada de campo, llegó **Hildebrandt (2005),** pero con la diferencia de que este último autor afirma que los CRV son alóctonos sobre ambos, el Complejo de Supamo y el Complejo de Imataca, y para **Mendoza (2000)** el CRV de Pastora se emplazó en un nuevo océano formado por la disrupción de Imataca que luego se cerró y colidió oblicuamente contra Imataca a un lado, y luego contra Kanukú o Amapá al otro lado disruptado, opuesto al de Imataca. Ese fue un multiproceso en el que se fueron añadiendo plateaux oceánicos a arcos de islas, y de estos al borde continental activo con cambios en la dirección de la subducción, al parecer oblicua E-NE versus NNE.

Aponte (2005) propuso una colisión tectónica entre rocas de la "Formación Cicapra" del tipo plateau oceánico, versus rocas de arcos de islas de la "Formación Yuruari", aunque las volcánicas felsitas en la misma apuntan hacia un origen de arco magmático continental, en conformidad y en acuerdo con **Hildebrandt (2005).**

Pero, por otro lado, las rocas de Yuruari con sus metalutitas carbonosas o grafitosas sugieren un tiempo y cercanía de una pluma de calor de lo cual resulta que ambas, Yuruari y Cicapra, se originaron en tiempos cercanos a una pluma de calor, pero en ambientes muy distintos y si se encuentran juntos, es porque colidieron, en este caso de un arco magmático de Yuruari versus un obductado plateau oceánico de Cicapra, lo cual es bastante difícil de imaginar pero no imposible, física y geofísicamente. Alternativamente parece más lógico lo sugerido por **Aponte (2005)** de que tal colisión fue de un arco de islas, versus un plateau oceánico. En este último caso, habría que probar por datos de elementos traza y coeficientes de elementos traza que ciertamente las rocas volcánicas intermedias de Yuruari se formaron, en efecto, en un arco de islas.

Al parecer, los basaltos comatiíticos de Florinda pudieron formarse en un arco de islas primitivo asociado a una pluma de calor, si tenemos en cuenta lo expresado por **Velásquez (2007)** respecto a la Metalava tholeiítica de El Callao y si como parece tener razón **Hildebrandt (2005)** de que la Metalava comatiítica de Florinda representa la parte inferior de El Callao y que ambas son comagmáticas y se agruparían en consecuencia bajo una misma asociación, propuesta aquí como Asociación metabasáltica El Callao-Florinda.

La "Formación Cicapra" es un Complejo meta-volcanosedimentario comatiítico de Cicapra o Terreno Cicapra, y los Esquistos y metatobas de Yuruari son en realidad la unidad litodémica Meta-volcanosedimentaria grafitosa de Yuruari o Terreno Yuruari.

De forma similar, los datos aportados por **Cecchi (2005)** y **Velásquez (2005)** apuntan para los dos tipos de rocas basálticas de El Callao de un arco de islas, muy primitivo, con lo cual la hipótesis anterior del autor

	B8151	B8152	B8153	B8154	B8155	B8156	B8157	B8158	B8159	B8160
8_1O_2	45,81	46,71	48,06	44,45	46,7	48,92	49,29	48,48	51,15	45,07
Al_2O_1	13,3	13,78	13,49	13,85	14,03	13,28	13,02	13,65	12,38	14,92
Fe_1O_3	16,46	17,63	15,41	16,94	16,66	15,56	14,68	16	13,47	15,82
CaO	10,68	7,73	11,22	12,51	8,79	9,16	12,45	9,81	11,71	12,31
MgO	6,79	7,05	5,99	6,43	6,72	6,38	5,41	5,98	5,22	5,68
Na_8O	1,86	2,68	1,12	0,48	2,17	1,52	1,13	1,45	1,61	1,15
K_2O	0,05	0,07	0,04	0,03	0,05	0,03	0,07	0,08	0,11	0,13
TiO_2	1,1	1,1	1,16	1,3	1,17	1,1	1,07	1,25	1,04	1,14
MnO	0,23	0,26	0,22	0,25	0,25	0,21	0,22	0,23	0,2	0,25
LOI	3,36	2,61	3,28	3,77	2,92	3,68	2,36	2,89	2,77	2,98
TOTAL	**99,64**	**99,62**	**99,99**	**100,01**	**99,46**	**99,84**	**99,7**	**99,82**	**99,66**	**99,45**
La	3,4	2,9	3,4	3,7	3,6	3,3	3,5	3,7	3,2	4,3
Ce	9,3	8,5	9,1	10,5	10,2	8,9	9,7	10	8,8	11
Pr	1,3	1,2	1,3	1,5	1,4	1,2	1,3	1,4	1,2	1,5
Nd	7,4	7,1	7,2	8,5	7,8	6,8	7,4	7,9	4,9	7,9
Sm	2,3	2,2	2,4	2,6	2,6	2,1	2,3	2,4	2,1	2,5
Eu	0,8	0,6	0,8	0,9	0,8	0,8	0,9	0,9	0,8	1
Gd	2,7	2,7	2,8	3,2	3	2,6	2,8	3	2,7	3
Tb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5
Dy	3,9	3,8	3,9	4,4	4,2	3,7	3,9	4,2	3,6	4,2
Ho	0,7	0,7	0,7	0,9	0,8	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7
Er	2,4	2,3	2,5	2,8	2,7	2,3	2,4	2,6	2,2	2,5
Yb	2,3	2,3	2,4	2,7	2,6	2,3	2,4	2,6	2,1	2,5
Lu	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3
	B8161	**B8162**	**B8163**	**B8164**	**B8165**	**B8166**	**B8167**	**B8170**	**B8171**	**Nivel 6**
8_1O_2	48,48	47,3	50,01	47	47,11	50,44	44,85	49,41	48,78	50,49
Al_2O_1	13,91	13,36	13,55	12,82	13,73	13,88	12,1	13,46	13,23	14,1
Fe_1O_3	16,14	16,09	15,65	14,83	16,65	15,56	14,71	14,88	15,17	13,3
CaO	7,8	11,83	7,82	9,18	8,63	5,71	10,75	9,25	6,38	7,08
MgO	6,41	5,92	6,2	5,98	6,28	6,44	5,53	5,73	5,12	7,08
Na_8O	3,08	1	2,4	1,21	2,04	3,84	1,29	2,36	3,27	3,05
K_2O	0,09	0,03	0,07	0,02	0,05	0,08	0,06	0,12	0,09	0,04
TiO_2	1,17	1,22	1,15	1,11	1,2	1,12	1,03	1,38	1,47	0,81
MnO	0,22	0,23	0,22	0,22	0,23	0,22	0,23	0,21	0,19	0,21
LOI	2,52	2,58	2,93	7,73	3,59	2,43	9,17	3,01	6,35	3,67
TOTAL	**99,82**	**99,56**	**100**	**100,1**	**99,51**	**99,72**	**99,72**	**99,81**	**100,05**	**99,83**
La	3,3	3,6	3,1	3,2	3,7	3,3	3	5,2	5,5	2,8
Ce	9,6	10	9	9,1	9,9	9,2	8,3	14	14,4	8,1
Pr	1,3	1,4	1,3	1,2	1,4	1,3	1,2	1,9	2,1	1,1
Nd	7,6	7,9	7,2	7	8,1	7,3	6,8	10,2	10,6	6,6
Sm	2,5	2,3	2,4	2,1	2,5	2,4	2,1	3	3,1	2,1
Eu	0,8	0,9	0,8	0,7	0,9	0,6	0,8	1	1,3	0,7
Gd	2,9	3,1	2,9	2,8	3,2	2,9	2,6	3,5	3,7	2,8
Tb	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,4	0,6	0,6	0,4
Dy	4,2	4,3	4,1	3,8	4,3	4	3,6	4,3	4,9	4
Ho	0,8	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,7	0,8	0,9	0,7
Er	2,7	2,7	2,5	2,3	2,7	2,7	2,3	2,6	2,9	2,4
Yb	2,5	2,6	2,5	2,4	2,7	2,3	2,3	2,7	2,9	2,3
Lu	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2

TABLA No. 6 Petrogenesis de rocas basálticas de la formación El Callao *(Tomado de Velásquez, 2007)*

(Mendoza 2000) sobre el origen de las rocas de la Metalava tholeiítica El Callao de rocas de islas oceánicas asociados a basaltos comatiíticos o magnesianos relacionados a un plateau oceánico de una pluma de calor, sigue teniendo actualidad.

En conclusión todas las unidades del CRV de Guasipate-El Callao, para el autor de esta publicación, son realmente alóctonas, representan terrenos y algunas de ellos están formados por microterrenos o por varias asociaciones litodémicas y tectónicas distintas, en una sola unidad ("FEC, FC, FY"), y la estratigrafía postulada por algunos autores citados más arriba, podría resultar en parte infundada ya que el CRV de Pastora representa la colisión, yuxtaposición y amalgamación de varios terrenos en un solo superterreno. Así que podríamos decir que el CRV Guasipati-El Callao es el Superterreno Pastora que lo componen, entre otros, los terrenos Cicapra, la Asociación El Callao-Florinda (o Asociación Carichapo) y el Terreno Yuruari. Cada terreno se compone, a su vez, de varios microterrenos. Los depósitos de oro se formaron al final de la orogénesis Transamazónica cuando gran parte del traslado tectónico y cierre oceánico habían ocurrido y aún continuaron algo más tarde de tal cierre. El cierre oceánico se inició hacia los 2.100 Ma y concluyó hacia los 2.000 Ma y con ello la aloctonía y la formación final de los depósitos de oro. Las Cristinas, aunque distante, es otro buen ejemplo de mineralización y cierre oceánico.

Supergrupo Pastora

El "Supergrupo Pastora" para **Menéndez (1967)** se compone del Grupo Carichapo (Formaciones Cicapra, Florinda y El Callao) y la Formación Yuruari.

El autor, por el contrario, propone no utilizar ni siquiera la unidad litodémica de Superasociación Pastora, sino la Asociación Carichapo (formada de Metalava tholeiítica El Callao y la Metalava comatiítica Florinda) y el Complejo comatiítico Cicapra o terreno Cicapra.

Los esquistos y metalavas de Yuruari no tienen nada que ver magmática, ni tectónica ni geocronológicamente con las rocas de El Callao o Cicapra, y por lo tanto constituyen otra unidad diferente a ellas, y se puede considerar como un microterreno (en contacto de falla inversa con la Metalava tholeiítica El Callao) o, a lo sumo, como otra unidad alóctona, litodémica diferente a las de Carichapo y Cicapra.

Para **Menéndez, (1967, 1994),** la metalava basáltica tholeiítica El Callao es la unidad más baja en la secuencia, su base se desconoce y aparece siempre como un contacto intrusivo con rocas graníticas del Complejo granítico Supamo, y su contacto superior es de falla a transicional (?) con la Metalutita, esquistos y metatobas de Yuruari o Terreno Yuruari. El Callao, según **Menéndez (1968),** aparece parcialmente equivalente a Cicapra y parcialmente cubierta por ella. Su edad es realmente desconocida, pero sí está intrusionada por TTG de Supamo, los cuales dan edades de 2.2 Ga (Granito El Gancho) a 2.4 Ga y entonces puede ser tan antigua, por lo menos, como esa edad del Granito El Gancho.

La Metalava basáltica, tholeiítica, de El Callao (MLTEC) tiene más de 3.000 m de espesor y está litológicamente formada por casi exclusivamente metalavas basálticas, bajas en potasio y altas en hierro (apropiado ambiente reductor para la precipitación de soluciones auríferas), a flujos de metalava basalto-andesítica 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 comatiíticos-tholeiíticos que aparecen en pequeños volúmenes en algunas localidades.

Obviamente que esta descripción anterior de **Menéndez (1967)** incluía a las rocas de Florinda dentro de la unidad El Callao. Más tarde, **Menéndez (1994),** asesorando a geólogos de CVG Tecmin, definió por primera vez a sus rocas más comatiíticas y talcosas como la nueva unidad Formación Florinda.

Cerca del contacto de las rocas de El Callao con las rocas graníticas del Complejo graníticas de Supamo, las metalavas 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, las MLTEC ocupan las colinas más altas (300 a 500 m.s.n.m.) que meteorizan a suelos lateríticos muy arcillosos de color rojo intenso.

Las Metatobas comatiíticas y metasedimentarias máficas de Cicapra" o Complejo comatiítico Cicapra o Terreno Cicapra (TC), representan un espesor de unos 2.000 m de paquetes alternantes, rítmicamente compuesto cada uno de metatobas básicas submarinas, meta-grauvacas y metalimolitas volcanogénicas, metatobas líticas, metatobas brechoides, meta-aglomerados volcánicos y en el tope cherts hematítico-manganesíferos (BIF?).

Estas rocas están 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 comatiítica y basalto comatiítico **(Figura No. 64),** implicando ser las más basales o antiguas de la secuencia estratigráfica original.

Hildebrandt (2004), como se refirió antes, observa que las filitas y meta-sedimentarias máficas de Cicapra son una especie de "melange tectónico" o terreno compuesto de rocas sedimentarias pertenecientes al basamento, y tobas y lavas basálticas equivalentes a las lavas basáltico-comatiíticas de Florinda y que por lo tanto debía desaparecer de la terminología de formación, lo que Mendoza comparte con **Hildebrandt (2004)** y piensa que se podría llamar terreno Cicapra o Complejo meta-volcanosedimentario Cicapra.

Conforme con **Aponte (2005),** siguiendo a **Menéndez (1968),** el terreno comatiítico Cicapra o Complejo meta-volcanosedimentario Cicapra se compone de, por lo menos, dos partes: una superior, que aflora al Sur de la Falla de Higuerote, compuesta de metalavas basálticas comatiíticas, y otra inferior, formada por rocas meta-volcanoclásticas andesíticas y basálticas y rocas meta-sedimentarias, incluso BIF.

Geoquímicamente, la parte inferior contiene más SiO_2 (50-58%) y menos MgO (8-14%) y Al_2O_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 de basanita o de basaltos magnesianos.

De cualquier forma, muchas de las rocas volcánicas del Terreno Cicapra se formaron en o cerca de un "ridge" o islas oceánicas o plateau oceánico comatiítico, pero no en ambientes tectónicos de arcos de islas.

Esto nos da a entender 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 MgO o comatiíticas, de rocas alcalinas o basanitas y de BIF tiene los tres ingredientes básicos, faltando la parte de elevación geomorfológica y los diques de diabasas, que apuntan hacia la acción de plumas de calor del manto en la corteza **(Condie, 2005).**

La parte inferior presenta más baja relación Zr/Y (1.5-5) tipo subacondrítico, menos Zr (42-82ppm) y alto Ti/Zr (46-90 ppm) que la parte superior (5.7-6.7, 115-148 ppm y 29-41, respectivamente).

Geomorfológicamente, las filitas y metasedimentarias máficas de Cicapra ocupan áreas bajas planas y sus suelos son lateritas arcillosas de color vino tinto.

El contacto de Cicapra y El Callao es de cuña de falla, pero el contacto de Cicapra sólo con Yuruari parece ser gradacional según **Menéndez (1968).** Este contacto tiene buenas posibilidades para prospectar en él por sulfuros masivos volcánicos.

La Metalava basáltico-comatiítica de Florinda (MLBCF) fue inicialmente prospectada para oro por CVG Tecmin C.A., y redefinida por **Menéndez (1994),** como equivalente a la parte inferior de la Metalava tholeiítica El Callao, como lo ratificó **Hildebrandt (2005),** y cuando la Metalava tholeiítica de El Callao está ausente, se localiza suprayacente o infrayacente tectónicamente a las tobas y meta-sedimentarias de Cicapra.

Litológicamente, la unidad litodémica de las MLBCF está compuesta de metabasaltos almohadillados, tholeiíticos-comatiíticos o magnesianos, intercalados con rocas ígneas posiblemente intrusivas alteradas con abundante talco y carbonatos, de composición comatiítica y que se describieron originalmente **(Menéndez, 1968)** como serpentinitas de Currupia.

Según **Menéndez (1994),** algunas de las "lavas comatiíticas" muestran textura espinifex, preservada localmente hasta en zonas anfibolíticas. Sin embargo, estudios posteriores de **Tecmin-USGS (1995)** no confirmaron la presencia de texturas espinefex en las rocas ultramáficas como lo había referido Menéndez.

La Metalutita carbonosa y metatoba esquistosa Yuruari (MLMTY) según **Menéndez (1968, 1994)** suprayace, concordantemente, a la Metalava tholeiítica de El Callao y el Terreno o Complejo Cicapra. Sin embargo, al menos en Lo Increíble, la Metalava de El Callao está por encima de las Metalutitas y tobas de Yuruari, en contacto de falla inversa de ángulo bajo a intermedio.

La MLMTY se compone litológicamente de filitas, esquistos y metatoba félsica, metalutita negra de hasta 50 m de espesor. Los esquistos y filitas no parecen ser metasedimentarios, sino más bien tobas y lavas félsicas (dacíticas y riodacíticas) metamorfizadas.

Relacionadas con estas metalutitas carbonosas de Yuruari, concuerda la relación de Cicapra y Florinda con un plateau oceánico y ambos con las rocas de El

Callao con una pluma de calor. Cerca del contacto de las rocas de Yuruari-El Callao se observan pequeñas intrusiones porfídicas félsicas en las metalavas de El Callao **(Figura No. 71)** de la misma edad que las dacitas de Yuruari. Tales intrusiones dacíticas debieron ocurrir posteriores al cierre oceánico y próximas a la precipitación del oro orogénico.

Se ha interpretado que tales felsitas intrusivas en rocas tipo El Callao son comagmáticas y coevales con las felsitas de Yuruari cuya edad es de 2.130 Ma. El espesor de las MLMTY es de por lo menos 1.000 m y geomorfológicamente ocupa colinas bajas y sabanas, con vegetación tipo chaparros, con suelos lateríticos de colores amarillentos a algo rojizos.

Antes se había mencionado que **Hildebrandt (2004)** sostiene que las rocas de Yuruari, al contener gran cantidad de dacitas y diques dacíticos a riolíticos, implican la presencia de un basamento continental y que tales rocas se emplazaron en un arco magmático.

El autor estima que tales dacitas fueron intrusivas en El Callao, Yuruari, etc., posiblemente post-cierre oceánico, es decir, ya en ambiente acrecionado continental. Igualmente ocurrió con la intrusión de pórfidos y de granitos. Por otra parte, en opinión del autor, la abundancia de sedimentos carbonáceos, sugiere condiciones reductoras extensas que pueden darse en cuencas continentales o marinas restringidas, anóxicas, relacionadas con altas temperaturas y fuerte efecto "greenhouse", efecto de una pluma de calor.

Respecto a su edad **Hildebrandt (2004)** establece que las rocas de Yuruari pueden ser más jóvenes o más antiguas que la metalava de El Callao y que ambas son alóctonas.

La edad de Yuruari es mayor a 2.130 Ma que es la edad de los diques félsicos intrusivos en los esquistos cloríticos y metalutitas de Yuruari. La edad de las rocas de El Callao es mayor a 2.3 Ga. Faltan muchas dataciones radiométricas adecuadas en estas rocas.

Para **Aponte (2005)** la Metalava comatiítica Florinda representa una asociación volcánica bimodal con algún aporte de BIF, de carácter calco-alcalino, y el contacto de rocas de Florinda con rocas de Cicapra representa la colisión de un arco de islas evolucionado versus un plateau oceánico comatiítico, relacionado a una pluma de calor.

En opinión del autor, el ambiente de derivación de los basaltos comatiíticos de Florinda es muy similar al próximo del asignado por **Velásquez (2005)** para los meta-basaltos tholeiíticos de El Callao, es decir, de arco de islas oceánicas muy cercano o relacionado a la cabeza de una pluma de calor. La metalava basáltico-comatiítica de Florinda se originó entre la cabeza y el cuello de esa misma pluma de calor.

El traslado tectónico pudo colocar rocas de El Callao, de Cicapra o de cualquier otra unidad litodémica en contacto fallado, a veces tipo corrimiento, como el observado en Lo Increíble-El Callao, referido como un choque de arco de islas maduro versus un plateau oceánico primitivo e inmaduro, según **Aponte (2005).**

En la Región de Bochinche la Asociación Carichapo se puede dividir en cuatro unidades litodémicas que al parecer, de más joven a más antigua **(Salazar y Franco, 1994)** son las siguientes **(Figura No. 77):**

- Metalutita, esquisto y metatoba de Yuruari o Terreno Yuruari, o su equivalente de la parte superior de la zona de El Callao, que yace en contacto de falla sobre Metalava tholeiítica El Callao y que se compone en Bochinche de filita y esquisto grafítico-sericítico-clorítico, metatoba, meta-arcosa y esquisto feldespático. La parte basal de Yuruari, formada de metalava y metatoba dacíticas, está ausente en Bochinche.

- La metagrauvaca, metalimolita y metatoba félsica del tipo Formación Caballape, suprayace discordantemente a las rocas de Yuruari.

- Metalava tholeiítica de El Callao, formada por metabasaltos, metabasandesitas, brechas y jaspes, está intrusionada por un dique de diabasas que se corresponde con la prolongación del Dique Laguna, de El Callao, y que en Bochinche, en particular, se bifurca en dos diques.

- Unidad Informal N1 de **Tecmin (1994)** que subyace concordan-

temente a la secuencia anterior y se compone de metabasalto comatiítico alterado de Bochinche, destacando el mineral fuschita (como se puede observar en la Quebrada El Manguito) con algunas rocas metapiroclásticas máficas y otras rocas ultramáficas con actinolita-tremolita de grano fino.

Esta unidad podría correlacionarse con rocas meta-lávicas basalto-comatiíticas y rocas relacionadas ultramáficas de Florinda de la zona de El Callao. Aquí la designamos con el nombre de Metabasalto comatiítico de la Quebrada El Manguito.

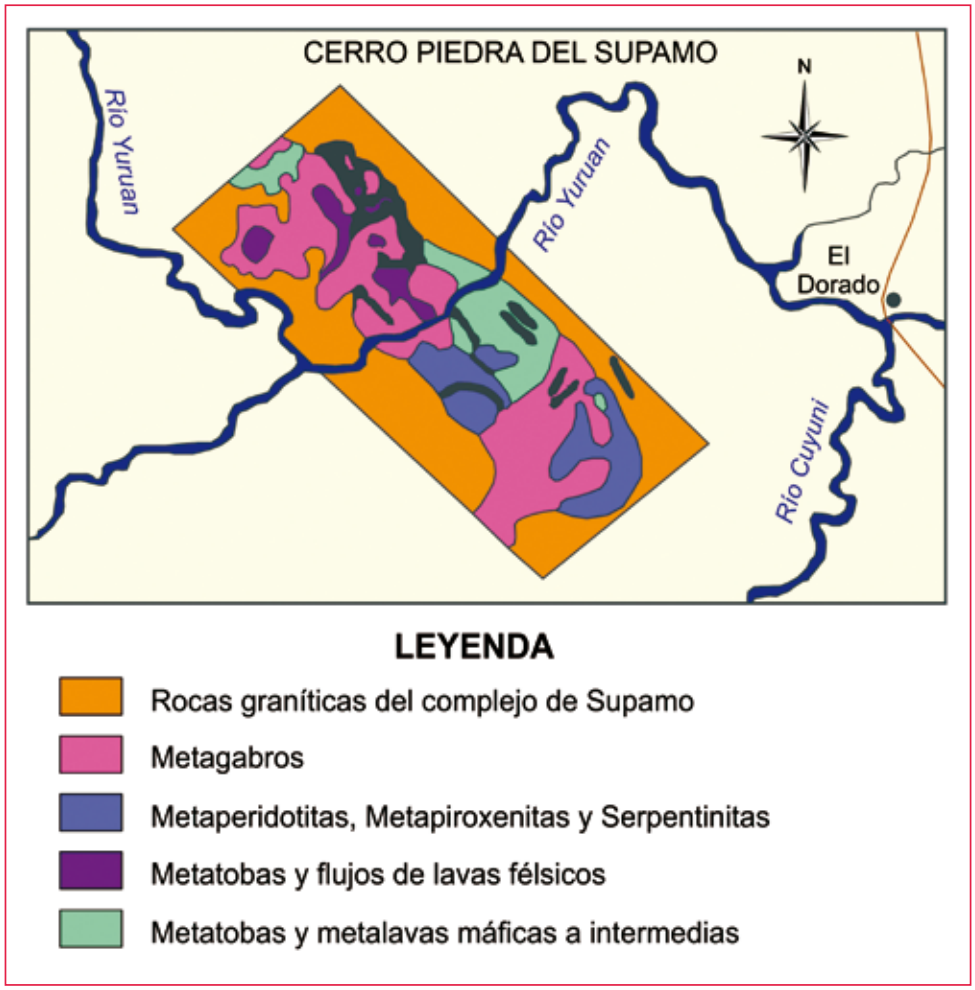


FIGURA No. 80 Síntesis de la geología de la serranía de Verdún *(Tomado de Gray y otros, 1995)*

En Bochinchito, **Salazar y Franco (1994)** observaron **(Figura No. 77)** que afloraban "unidades del Supergrupo Pastora":

- Una unidad de lavas máficas a intermedias del tipo Asociación Carichapo.
- Sección de rocas piroclásticas de composición intermedia con esquistos cuarzo-sericíticos y cuarcitas ferruginosas carbonático-sulfurosas (BIF) del tipo Yuruari. Aquí designada como Esquistos y metatobas Yuruari o Terreno Yurari.
- Rocas del Complejo granítico Supamo.

En esa misma Zona de Bochinchito **(Figura No. 78), Fernández (1995)** examinó geofísicamente importantes anomalías magnéticas, relacionadas con cuerpos máficos-ultramáficos, de rumbo E-NE de forma tabular o sills, poco profundos (sin raíz), 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, caracterice e identifique recursos auríferos. Esta secuencia es algo parecida a la observada en Las Flores.

Como una extensión del CRV de Guasipati-El Callao, cerca de la confluencia del Río Yuruari con el Río Supamo, de la Serranía de Verdún **(Figura No. 80), Gray y otros (1995)** describen un complejo máfico-ultramáfico estratificado, intrusivo en rocas máficas, metabasandesitas y Metalavas basálticas tipo El Callao, que se denomina Complejo máfico-ultramáfico Verdún (CMUV). En este CMUV, 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 en los gabros y las piroxenitas altos contenidos de sulfuros (15% a 20%) tales como pirita, pirrotita, pentlandita 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.

Geoquímicamente las rocas volcánicas de Verdún son Metabasaltos tholeiíticos, tipo El Callao, formadas en un arco de islas intraoceánico (¿), no lejos de un "rift" o dorsal oceánica. Ploteadas en un diagrama AFM y MgO versus óxidos muestran claros vacíos o "gaps" con las rocas plutónicas máficas-ultramáficas, indicando claramente que no son comagmáticas con ellas **(Figura No. 81).**

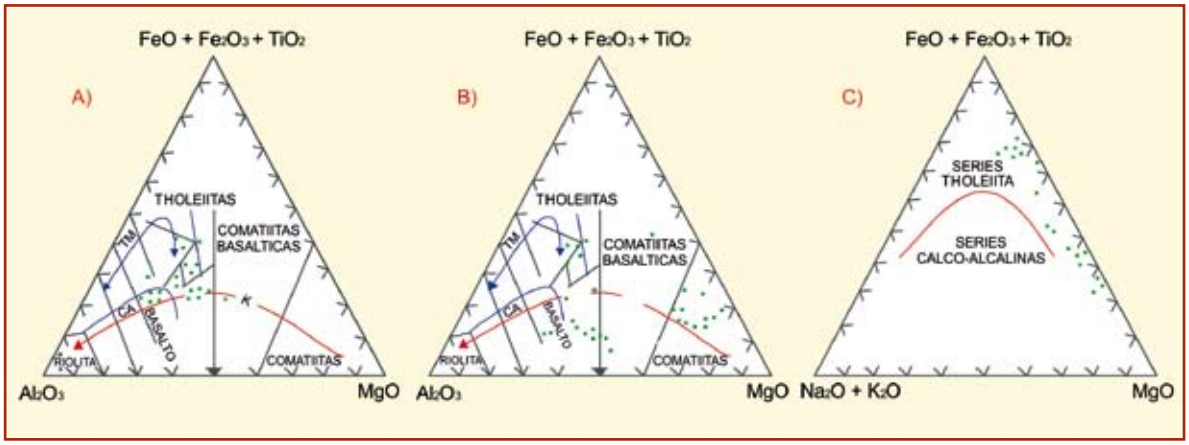


FIGURA No. 81 Diagramas ternarios de Jensen (1987) para rocas volcánicas máficas. ***A.*** máficas-ultramáficas ***B.*** y diagrama FMA mostrando las características geoquímicas de las rocas máficas-ultramáficas de la serranía de Verdún. ***C.*** Trend Tholeiítico y Calco-alcalino *(Tomado de Gray y otros, 1995)*

Por otra parte, **Tossiani y Sifontes (1989)** estudiaron el mismo Complejo máfico-ultramáfico de Verdún **(Figura No. 82)** para el cual estiman una historia totalmente opuesta a la anterior. Según estos autores la secuencia observada es la siguiente para la cual proponen el término de "Formación Yuruán", formada por:

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

b. Los flancos del antiforme están ocupados por piroxenitas, de unos 250m 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 ultramáficas (comatiitas con textura de cúmulos de olivino).

Según estos autores, en algunos cantos rodados se observó textura espinifex (agujas de olivino ± radiales en piroxeno). Sobre estos flujos, por meteorización tropical lluviosa se han desarrollado suelos de color rojo púrpura con abundantes magnetitas y valores anómalos altos de Cr, Ni, Co. Dentro de las comatiitas y piroxenitas se localizan vetas de cuarzo con abundante turmalina.

Para T**ossiani y Sifontes (1989)** la "Formación Yuruán" es más antigua que la Metalava tholeiítica El Callao y en general que todas las rocas del CRV de Pastora. Contrariamente, para **Gray y otros (1995)** las rocas de este CMUV, denominado por **Tossiani y Sifontes (1989)** como "Formación Yuruán", son intrusivas, más jóvenes, en las rocas volcánicas meta-basandesitas del tipo Metalava tholeiítica El Callao (y relacionadas) y además las rocas ultramáficas no son volcánicas ni presentan

textura espinifex, sino que son rocas plutónicas ultramáficas, altas en MgO, o sea peridotíticas.

En la visión del autor, prefiere utilizar el término de Complejo máfico-ultramáfico Verdún, en lugar de "Formación Yuruán" y estima que este complejo máfico-ultramáfico no es del tipo de Sudbury ni mucho menos estratificado del de Bushveld, tanto en su dimensión como en su ambiente tectónico intrusivo, así como por la cantidad de rocas ultramáficas y máficas con altos contenidos de olivino (y consecuente de MgO), versus el alto contenido de Fe de los anteriores. Este CMUV parece del tipo de la secuencia inferior del CRV de Kambalda, Australia. Por otra parte, rocas comatiíticas, 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, Proterozoicas, intrusivas en CRV primitivos, no evolucionados, tipo Pastora, explicaría la interpretación de **Gray y otros (1995),** se localicen o no las rocas faltantes entre las volcánicas y las plutónicas (diabasas o similares).

En cualquier evento se recomienda hacer una revisión detallada de campo, geoquímica y radimétrica adecuada, que respalde la apreciación de **Tossiani y Sifontes (1989)** o la de **Gray y otros (1995)** o la visión ofiolítica del presente autor para las rocas máficas-ultramáficas de Verdún.

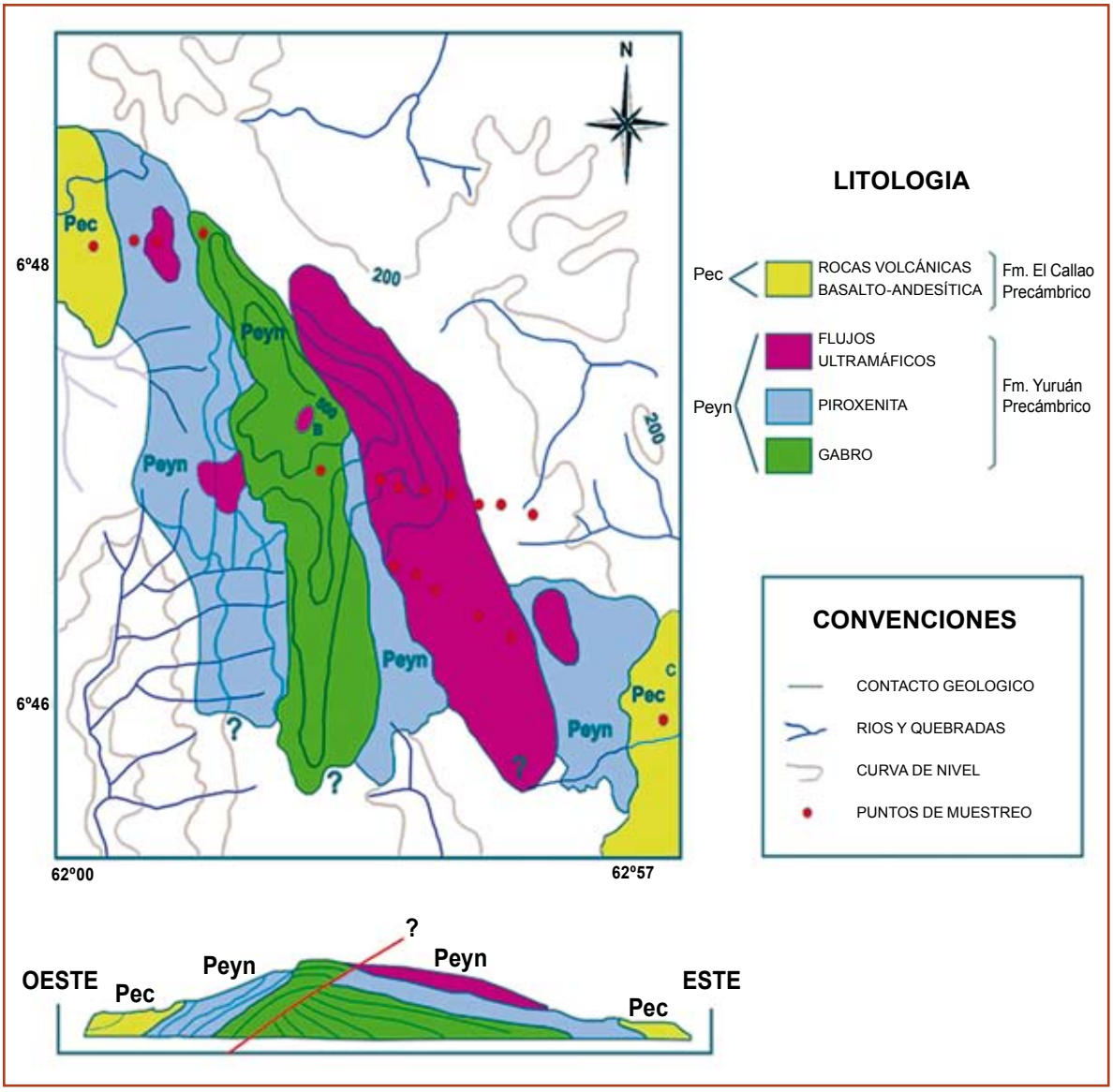


FIGURA No. 82 Geología de la zona próxima a la confluencia del Río Yuruán en el Río Supamo *(Tomado de Tossiani y Sifontes 1989)*

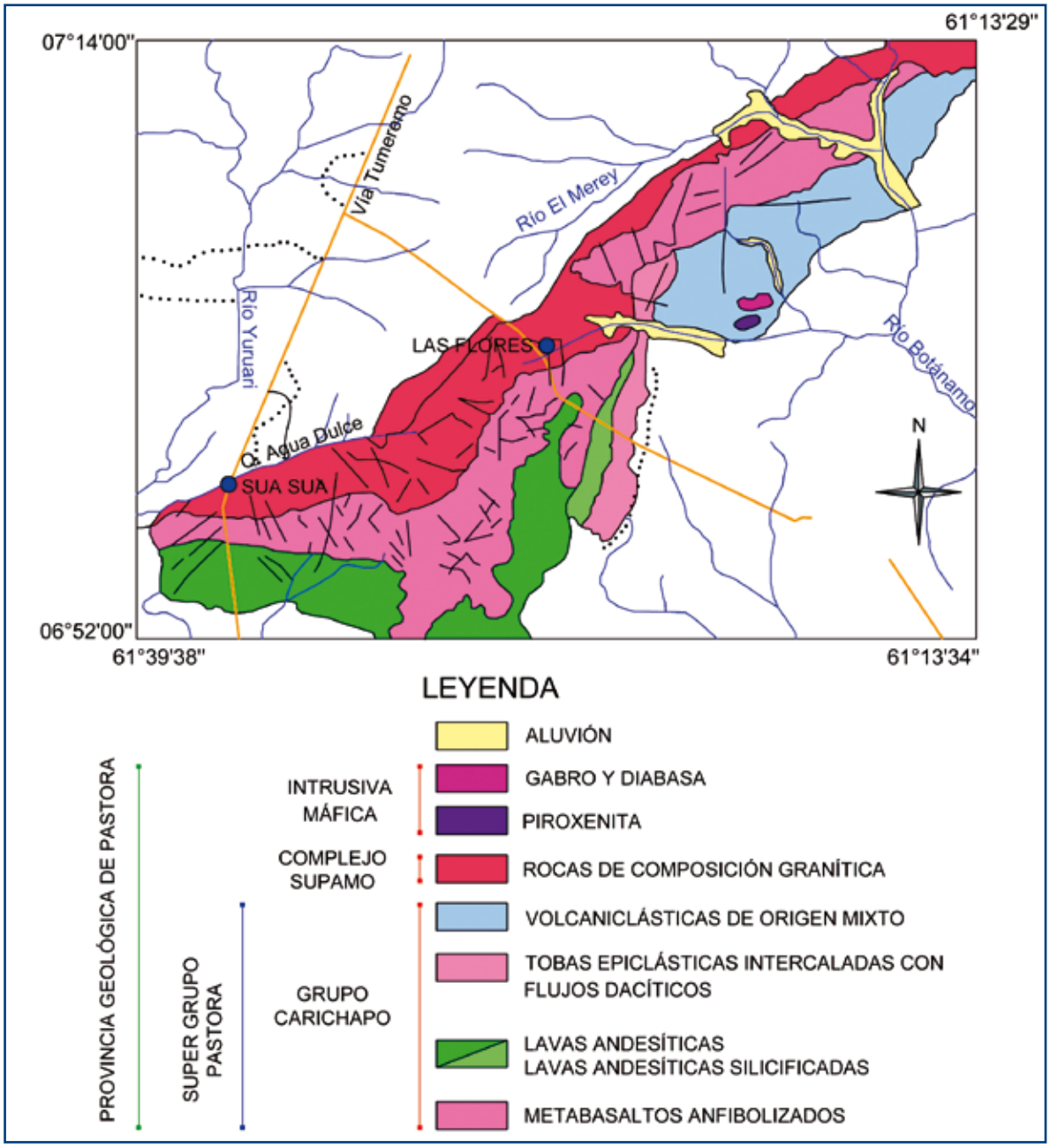


FIGURA No. 83 Mapa geológico simplificado del área de Las Flores *(Tomado de Salazar y Franco, 1989)*

En Las Flores, cerca de Tumeremo, en la carretera Casa Blanca-Anacoco **(Figura No. 83) Mendoza y Graterol (Tecmin, 1985, informe inédito)** describieron y perforaron dos pequeños complejos máficos-ultramáficos con valores anómalos de Cr, Ni y Cu: uno basal, tectonizado y metamorfizado, asociado a rocas basálticas tipo Metalava tholeiítica de El Callao; y otro pequeño complejo máfico-ultramáfico, más joven, intrusivo en meta-basandesitas también tipo El Callao y hasta en granitos TTG de Supamo.

Lo anterior sugiere que en la provincia Pastora no sólo existen varios y distintos CRV, en 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, ofiolíticos y no ofiolíticos, de diferentes edades, evolución, composición y potencial económico.

Al SE de Verdún, en el Pistón de Uroy, **Wynn y otros (1995)** estudiaron una veta de cuarzo aurífero de 1 a 8 m de ancho por 3.000 m de longitud, de rumbo EW, buzamiento alto NS, con fallamiento NW, emplazada en una zona de cizalla, intrusiva en una parte del Complejo máfico-ultramáfico de Mochila, con abundantes piroxenitas **(Figuras No. 84 y 85).**

La veta presentó un promedio bajo en oro de (300 ppb) pero se identificaron minerales de platino (esperrilita, $PtAs_2$, moncheitas, Pt, Fe, Ir, worthita Pt, Ir, Rh, As, S) y minerales de cobre y zinc, para un depósito potencial de sulfuros masivos y diseminados volcánicos, y/o de platinoides localizados quizás a mayor profundidad y preferentemente en el Complejo máfico-ultramáfico de Mochila.

Al Sur de Uroy, en la Quebrada La Franela, sobre este Complejo máfico-ultramáfico Mochila y de rocas gabroides y graníticas de Supamo, se depositaron rocas sedimentarias y tobáceas, de colores verdosos con pirita en las partes inferior y media de la sección, a areniscas cuarcíticas rojizas sin piritas, que **Alberdi y Contreras (1995)** denominaron Formación Urico.

Sobre estas rocas metasedimentarias y metavolcánicas de La Formación Urico se depositaron conglomerados y areniscas cuarcíticas denominadas por esas autoras como Capas de Abarén, correlacionadas con la parte inferior del Grupo Roraima.

Sobre este punto volveremos luego al referirnos a la propuesta de **Briceño y otros (1989)** de introducir el término Supergrupo Roraima.

En la Región de El Dorado-Km 88 la asociación metavolcánica máfica Carichapo, compuesta de metabasaltos y metabasalto-andesitas anfibolitizadas, aparece sin diferenciar en la parte Norte y es menos abundante al Sur de El Dorado. Por el contrario, la Asociación metavolcánica y metasedimentaria Anacoco (AA, a ser descrita) cubre una gran extensión y se diferencia en varios cinturones cíclicos o similares.

La Asociación Anacoco (AA) se compone de Metasedimentarias-volcanoclásticas intermedias de Turumbán (a ser descrita) y de la Metalava y piroclástica andesítica de Venamo, formadas por abundantes metabrechas de flujo de composición dacítico-andesítica, metalava y metatoba intermedia, intrusiones de rocas gabroides a dioríticas, siendo las metagrauvacas y metalimolitas escasas, es decir que se trata de una secuencia bastante diferente de la Formación Caballape de la localidad tipo referida a unos 12 km al SE de El Callao.

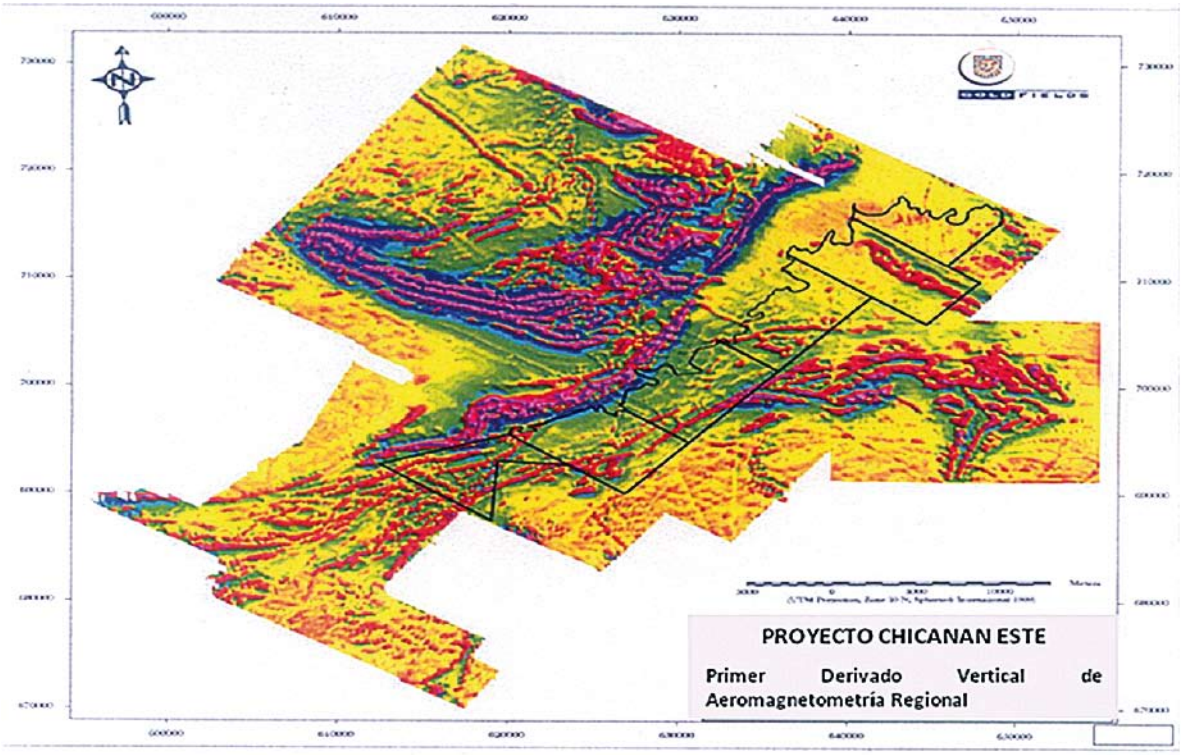


FIGURA No. 84 Mapa aeromagnético regional mostrando en color azul oscuro-rojizo el complejo máfico-ultramáfico de Mochila *(Cortesía de la Compañía Chicanan Resources)*

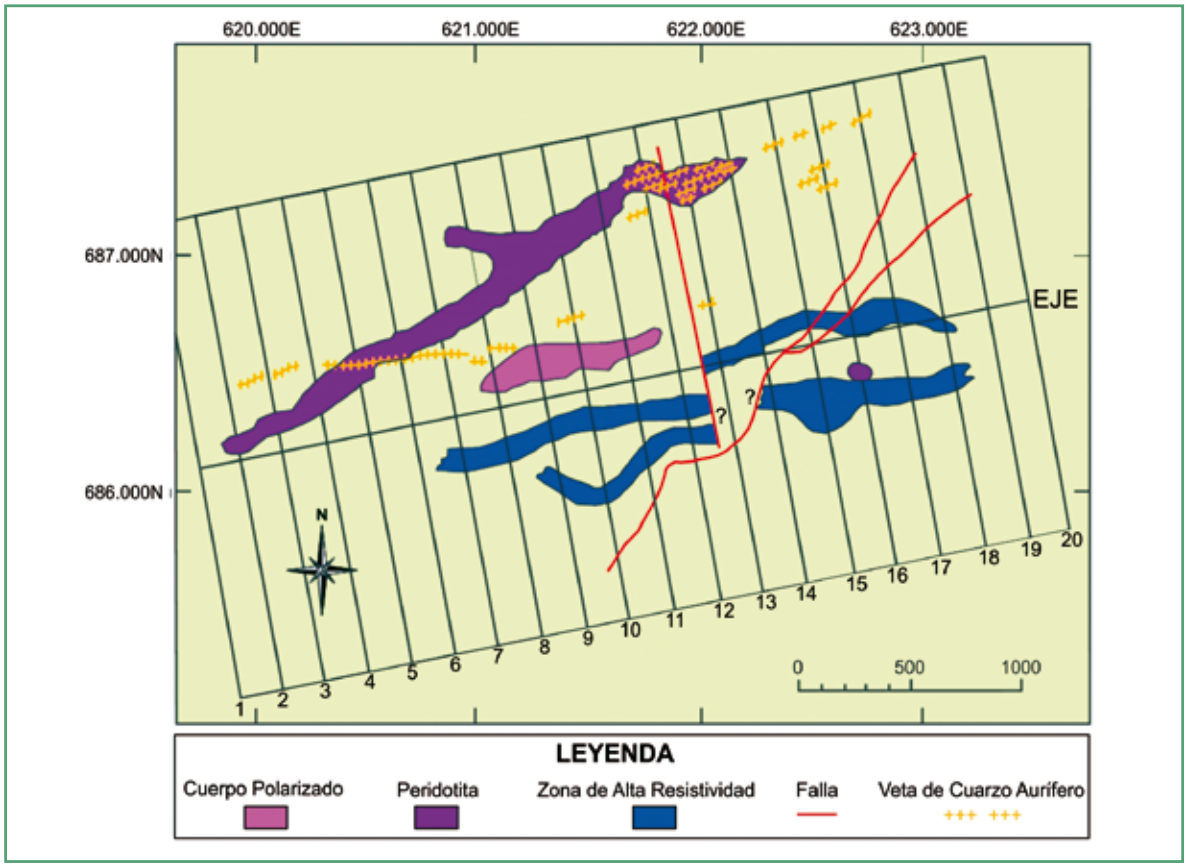


FIGURA No. 85 Vetas de cuarzo aurífero, localizadas en el área del Pistón de Uroy *(Tomado de Page y otros, 1995)*

Entre Anacoco y Marwani afloran varios diques de diabasas, cuarzo-noritas y rocas asociadas, de rumbo NE, a ambos lados de la zona de choque de los CRV de Pastora y Botanamo, pero también NW, siguiendo la zona de sutura del Río Marwani **(Figura No. 86).**

Al Oeste del Río Caroní afloran metabasandesitas anfibolitizadas de la "Formación Carapo" **(Martín, 1974, 1979)** denominadas aquí como Metalava anfibolítica Carapo, equivalentes de la Asociación anfibolítica Carichapo, discordantes sobre Gneises TTG, El Cedral (Gneises Manamundo y Gneises Las Yeguas), todos ellos correlacionables con los gneises del Complejo granítico Supamo.

La dacita, filita y metasedimentarias de las "formaciones" Cachimbo y Aza , descansan en contacto tectónico aparente concordantemente sobre la Metalava anfibolítica de Carapo, y son correlacionables con Metalutitas y esquistos Yuruari al Este del Caroni.

Espejo (1974) observó cerca de El Manteco, al Este del Caroni, una serie de basaltos anfibolíticos, que denominó según su textura A, B y C, (granos fino, medio y grueso respectivamente), aflorantes por encima de rocas del tipo Yuruari, pero idénticos a rocas del tipo Metalava tholeiítica El Callao, pero que aquí denominó "Formación La Cuaima", propuesta ahora por el autor como Metalava tholeiítica La Cuaima.

Lamentablemente, por estar cubierta actualmente la zona mencionada antes por las aguas de la Represa de Gurí, no se puede investigar una relación fallada de La Cuaima (= El Callao) con rocas tipo Yuruari, similar a lo observado en Lo Increíble.

Martín (1974) llamó a rocas similares aflorantes al Oeste del Caroni, Andesitas de El Caruto.

Rocas del tipo Metatobas intermedias de Botanamo no afloran en el área de El Manteco, Este del Río Caroni, pero sí parecen aflorar al Oeste del Caroni, donde **Martín (1974)** las designó como "Grupo Chiguao", constituido por la Formación Chara (formada de metagrauvacas y metalimolitas de composición dacítico-andesítica), nombrada ahora igualmente Formación Chara y la Formación Maracapra (compuesta de areniscas y conglomerados rojos) que hoy se llama Formación Maracapra.

Sobre el Complejo metamórfico Imataca se observan remanentes erosionales de CRV similares y correlacionados con los CRV de la región de El Callao **(Kalliakoski, 1965).**

El CRV de La Esperanza lo representa el "Grupo Real Corona" (= denominado aquí Asociación Real Corona) con Metabasandesitas El Peñón (tipo El Callao) y por anfibolitas (similares a las anfibolitas de la Asociación Carichapo) bajo el nombre de Anfibolita de Danta, que pasan concordantemente a niveles superiores a Cuarcitas de Mapares y Conglomerados de Zárate.

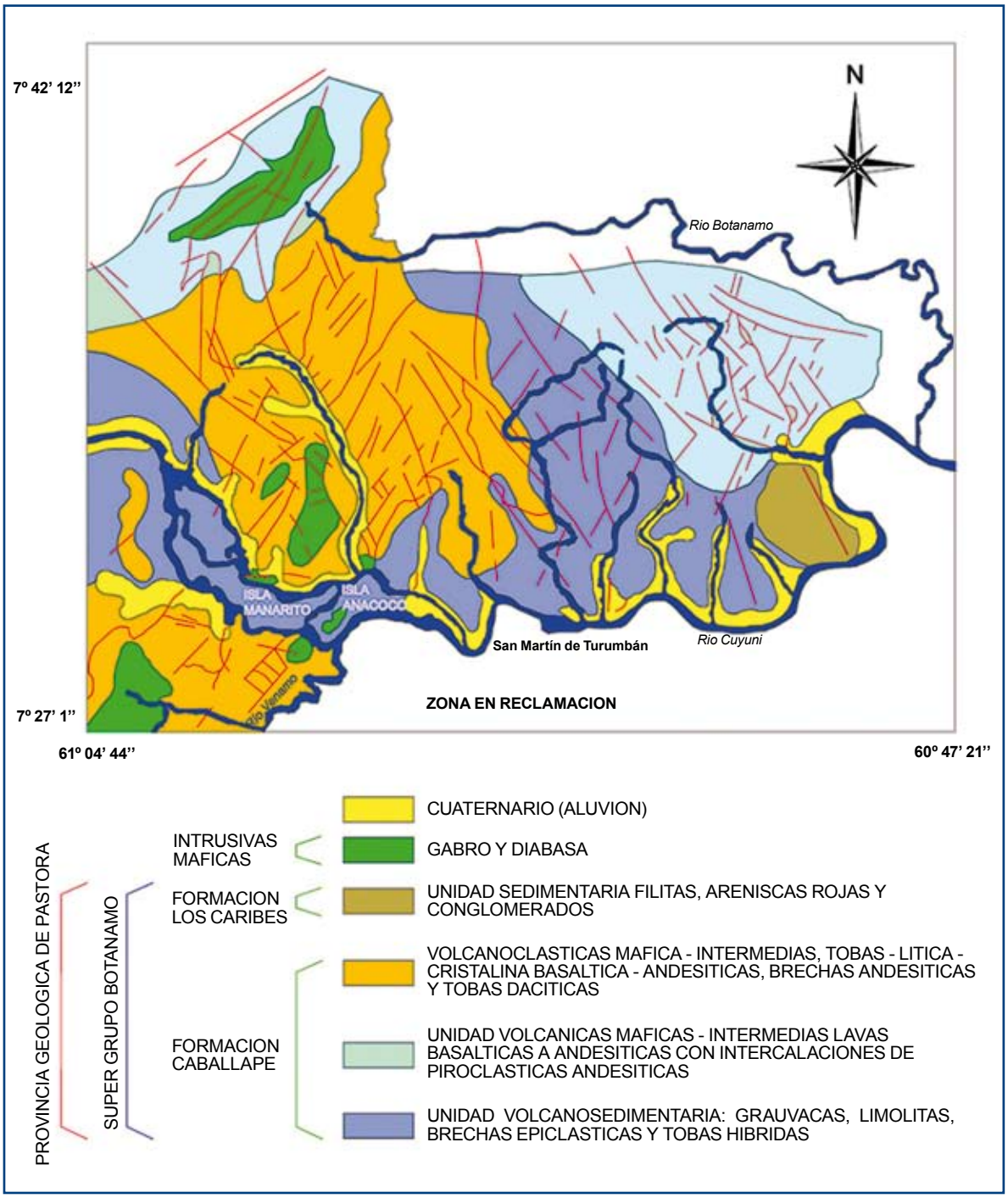


FIGURA No. 86 Geología general del área de Anacoco *(Tomado de Franco y Salazar, 1989)*

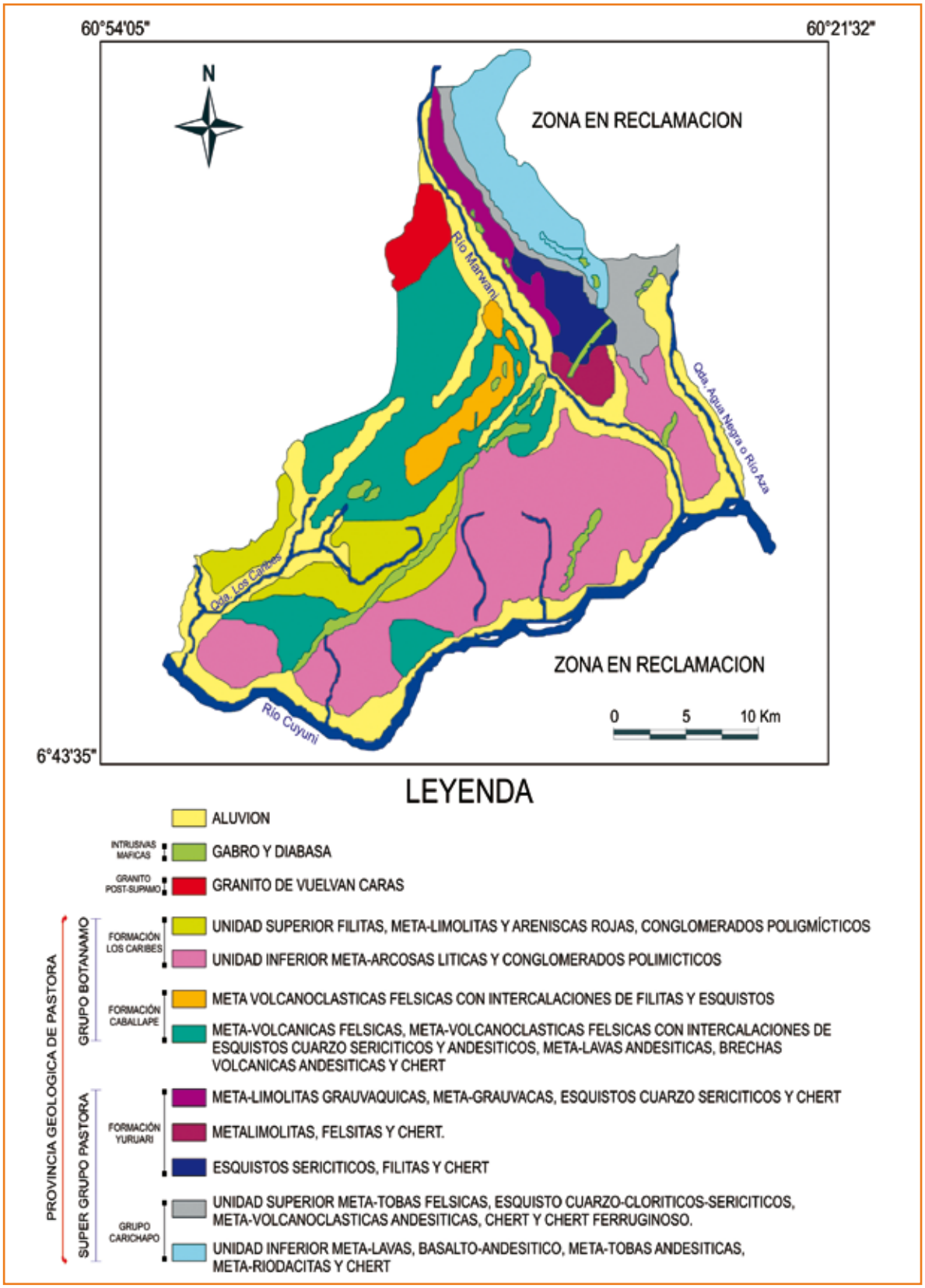


FIGURA No. 87 Geología simplificada del área de Marwani *(Tomado de Franco y Salazar, 1989)*

Los niveles más altos culminan con grauvacas y conglomerados grauváquicos de la Formación Taipana, similar a la Formación Caballape aflorante cerca de El Callao.

En El Torno, Río Orinoco, afloran lavas basálticas almohadilladas y anfibolitas, también nombradas como Anfibolita de Danta, muy similares a las anfibolitas de Carichapo. La Anfibolita de Danta, con tendencia NE, paralela a la Falla de Gurí, se extiende hasta Río Claro en el Río Caroni, donde se le da el nombre de Anfibolita Río Claro.

Menéndez (1994) resume la "estratigrafía de los CRV" de Guayana en la **Tabla No. 5.**

Grupo Botanamo

Benaim (1972) definió al "Grupo Botanamo" al Sur de la Región de Guasipati, en el CRV de El Dorado-Marwani, como constituido por las "formaciones Caballape y Los Caribes".

Las rocas de la Formación Caballape yacen de manera discordante sobre rocas del "Supergrupo Pastora" y, en general, no son cortadas por intrusiones de granitos del tipo Complejo de Supamo, aunque pudo haber una reactivación de las mismas que pudieron intrusionar a rocas de la Formación Caballape, 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 Botanamo".

El autor propone:

- Eliminar el término Grupo Botanamo porque la Formación Los Caribes, muy distante de la Formación Caballape, es de ambiente, edad y relación totalmente diferente a los de la Formación Caballape,

- Mantener los nombres individuales, no relacionados, según se definieron en su localidad tipo, de Formación Caballape en la quebrada del mismo nombre cerca de El Callao y Formación Los Caribes, en la quebrada Los Caribes, cerca de Anacoco.

En la zona de El Callao-Tumeremo, en la localidad tipo de la Quebrada Caballape, aflora una buena sección de metagrauvacas gradadas, metalimolitas y metaconglomerados turbidíticos (80%) con cantidades menores de metatobas, brechas y flujos piroclásticos de composición andesítica a riodacítica que, según **Benaim (1972),** corresponde a la parte inferior o basal de la Formación Caballape. El espesor mínimo de la Formación Caballape es de 5.000 m en la zona de El Callao **(Menéndez, 1968).**

Esta secuencia de la FC fue intrusionada por sills de gabros que 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 (1995) y **Salazar y Franco (1994)** establecieron que en el área de Anacoco **(Figura No. 86)** las metagrauvas, limolitas y metatobas félsicas del tipo Caballape se reducen a sólo un 20% de metabrechas y metagrauvacas con intercalaciones de capitas delgadas (1-5 cm de espesor) de metaargilitas y metalutitas, mientras que las litologías predominantes son alrededor de un 80% de flujos volcánicos meta-basálticos a dacíticos, algunos con desarrollo de almohadillas, asociados a rocas piroclásticas.

El autor propone denominar a esta unidad como el litodemo Metavolcano-sedimentarias de Anacoco. Sea o no esta la parte media y superior de Caballape, **Day y otros (1995)** sugieren restringir el uso de "Formación Caballape" a su localidad tipo cerca de El Callao, con lo cual el autor esta totalmente de acuerdo.

Al Sur de la Isla de Anacoco en el Río Venamo, aflora una sección de unos 3.000 m de espesor, serie de lavas andesíticas, localmente con almohadillas, intercaladas con tobas andesíticas con dos horizontes de brechas ignimbríticas, atravesadas por vetas de cuarzo, que **Benaim, (1997)** denominó como "Formación Venamo", equivalente, quizás en tiempo, a parte de la Metatova y piroclástica intermedia de La Camorra (a ser definida en la mina del mismo nombre).

Por otra parte, en la sección del Río Botanamo, a pocos km de su confluencia con la Quebrada Los Caribes, se observan metagrauvacas y metatobas intermedias con una mayor abundancia relativa de filitas, que **Benaim (1972)** nombró también como "Formación" Caballape. Es decir que Benaim extendió la correlación de la Formación Caballape desde su localidad tipo hasta el Río Botanamo, Anacoco, El Dorado y hasta Las Cristinas.

Estas rocas filíticas gradan de colores verdosos, algo piríticas, de ambientes reductores, a rojizas, sin pirita, de ambientes oxidantes, y de allí en adelante se pasa a la litología típica de la Formación Los Caribes que consiste de una intercalación de filitas grises y verdosas que gradan a rojas, siendo las más abundantes y se interestratifican con areniscas rojas, con conglomerados polimícticos, limolitas y algunas tobas félsicas.

Es posible que con base en lo descrito en el párrafo anterior, **Benaim (1972)** considerara relacionadas estas dos formaciones en el Río Botanamo-Quebrada Los Cari-

bes, y las asoció como Grupo Botanamo. De una parte, reconozco la validez de la Formación Caballape de la localidad tipo cercana a El Callao, muy distinta de la secuencia de las rocas del Río y Mina Botanamo. Por otra, acepto el término Formación Los Caribes, que aflora en la Quebrada Los Caribes, localizada a más de 200 km al SE de la Quebrada Caballape.

La Formación Los Caribes representa una secuencia molasa post-tectónica de carácter continental, mientras que Caballape es una secuencia de "trench" o surco, cercano a arco de isla de ambiente convergente activo, tectónico, más antiguo. En consecuencia, no existe ninguna relación sedimentaria ni ambiental tectónica entre ambas, y si están juntas en algunos lugares, es por traslado tectónico y/o por cierre oceánico.

Así que el concepto de Grupo Botanamo no tiene ningún sustento litoestratigráfico-ambiental ni posiblemente en edad.

Ghosh (1977) también excluyó a la Formación Los Caribes del Grupo Botanamo, por considerar que no pertenecía o era parte de la secuencia de un CRV sino posterior al mismo, con lo cual tal grupo quedó sin soporte. Corroboro lo expresado por Ghosh en la no inclusión de la Formación Los Caribes en un CRV, a pesar de lo considerado al respecto previamente por **Sidder y Mendoza, 1995.**

En resumen de esta discusión, el autor propone:

- Eliminar el término de Grupo Botanamo, dado que la Formación Los Caribes no representa para nada parte de ese grupo y CRV,
- Mantener el concepto de CRV de Botanamo, extensivo desde las proximidades de El Callao hasta Bochinche y desde Botanamo hasta Marwani, pasando por Anacoco.
- Mantener válidos los nombres de Formación Los Caribes y Formación Caballape tal cual fueron definidos en sus localidades tipo,
- Dada la ausencia de características sedimentarias y estratigráficas de las rocas aflorantes en la Mina Botanamo y río del mismo nombre, designar a esas rocas con el litodemo Metatoba y grauvaca intermedias Botanamo.

Para el autor del presente trabajo, existe una discordancia y disconformidad entre Pastora y la Formación Caballape y sus posibles equivalentes parciales, no sólo en el estilo de deformación como lo sugirió **Menéndez (1968),** sino que también en los ambientes tectónicos de formación de cada uno, composición litológica, edad y evolución:

- Arcos primitivos de islas oceánicas, asociados a plateau y oceánicos, relacionados a plumas de calor, más antiguos, con pocos sedimentos, de carácter comatiítico a tholeiítico de Pastora;

- A arcos de islas y "trench" o surco cercano al arco, más evolucionados, calco-alcalinos, 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 línea de costa, muy someros.

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, y se produjo durante el "collage" de fines del Transamazónico, y dio origen al Supercontinente Atlántica hacia 2.0 Ga.

En Las Cristinas otras facies ricas en meta-andesitas y pórfidos andesíticos con metaareniscas inmaduras, correlacionadas y llamadas allí como "Formación Caballape", parecen haberse desarrollado más bien en y cercano a un arco magmático tipo Andes y cuenca detrás del arco. En todo caso, debería restringirse el uso del término Caballape sólo a la secuencia cercana a El Callao, como lo sugirieron **Day y otros (1995)** y lo hemos reiterado varias veces en estas páginas. .

Para Brisas-Las Cristinas, el autor propone definir la secuencia más general y representativa de allí, y escoger la sección tipo metavolcano-sedimentaria que podría llamarse, si se identifican sus características sedimentario-estratigráficas, como Formación Las Cristinas y, si no es así, entonces se definiría como una unidad litodémica Metavolcanosedimentaria Las Cristinas.

La Formación Los Caribes es posible equivalente de las Capas de Abarén, de los conglomerados polimícticos 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 (¿), una vez cerrado el océano Pastora y formado el Supercontinente Atlántica. El autor propone se revisen, definan y redefinan, cuando proceda, y separen, por lo menos, los siguientes términos:

- Formación Caballape, post-Pastora, en la zona de la Quebrada Caballape
  - Metatoba intermedia de Botanamo, en el río y mina del mismo nombre
  - Formación Marwani, en las proximidades del río del mismo nombre.
- Meta-volcanosedimentarias Anacoco:
  - Meta-lava y piroclástica Venamo

- Formación Turumbán, ±
  Meta-lavas andesíticas y piroclásticas La Camorra
  Meta-lavas y meta-areniscas de El Dorado
- Bochinche:
  - Terreno tipo Yuruari
- Asociación Bochinche:
  - Metalava tholeiítica tipo El Callao
  - Metalava basandesítica de Quebrada El Manguito
- Asociación San Isidro (Km 88):
  - Formación Las Cristinas, en Brisas-Las Cristinas, Km 88, o
  - Metalavas y piroclásticas Las Cristinas
- Asociación volcano-sedimentaria El Foco:
  - Formación El Foco, en la zona de El Foco
  - Metatoba y metasedimentarias de La Aurora
- Complejo máfico-ultramáfico de Mochila
- Complejo máfico-ultramáfico de Verdún
- Complejo máfico-ultramáfico de Las Flores
- Complejo máfico-ultramáfico de Bochinchito

Complejo Granítico de Supamo

El Complejo granítico Supamo fué considerado por **Moreno y Mendoza (1972, 1975)** como un conjunto de rocas graníticas, intrusivas, y/o reactivadas, en rocas del "Supergrupo Pastora", con alto contenido de Na_2O **(Tabla No. 7),** tales como tonalitas, trondjemitas, granodioritas (TTG) cuarzo-monzonitas, gneises y migmatitas equivalentes.

Las rocas graníticas con normal a alto contenido de K_2O y bajo a normal de Na_2O, o granitos "sensus stricto", fueron consideradas por esos autores, como granitos más jóvenes, evolucionados e inclusive intrusivos en el Complejo granítico Supamo y hasta intrusivos removilizados en los CRV más jóvenes, como el Granito de Vuelvan Caras intrusivo en las rocas del área del Río Marwani.

ANÁLISIS QUÍMICO DE GNEISES TRONJEMITICOS						
SiO_2	67,30	70,90	72,20	72,10	69,30	73,35
AlO_3	15,40	15,80	16,60	16,90	16,81	13,97
Fe_2O_3	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_2O_5	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 No. 7 Composición química de gneises trondjemíticos del Complejo granítico del Complejo de Supamo *(Tomado de Espejo, 1974)*

Los granitos del Complejo granítico de Supamo (CGS), generalmente, forman domos expandidos y arqueados contra los apretados y replegados sinformes de CRV **(Figura No. 69),** como los domos de El Manteco, Santa Justa y otros **(Espejo, 1972).** Asociados a estas rocas existe una serie de plutones pequeños y pórfidos ricos en cuarzo.

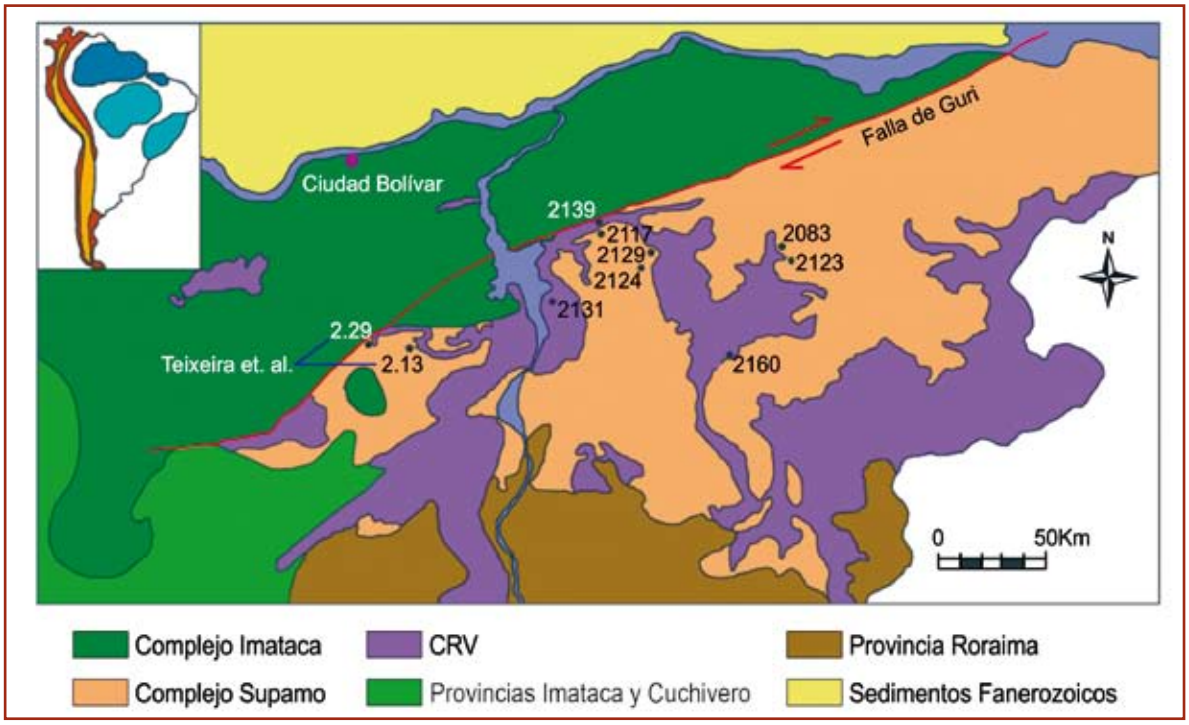


FIGURA No. 88 Mapa geológico esquemático de la provincia Pastora, mostrando la localización y valores de edades de rocas graníticas TTG del Complejo Supamo, obtenidas de **Klar (1978)** y **Teixeira y otros 2002** *(Tomado de Aponte, 2007)*

Geomorfológicamente las rocas del CGS forman áreas bajas y planas, tipo sabana, con escasa vegetación y suelos muy arenosos, ricos en cuarzo y en vetas de cuarzo estériles, que desarrollan suelos de color blanco grisáceo a amarillento.

Debido a ciertas similitudes geoquímicas de los TTGs con modernas adakitas, algunos autores, entre ellos **Aponte, (2005)** les atribuyen un origen común para ambos, TTG de Supamo y adakitas: formados encima de una zona de subducción.

Recientemente, **Aponte (2007),** sobre una caracterización geoquímica y petrográfica, tratando de establecer la petrogénesis de las TTG del Complejo granítico TTG Supamo, establece que estos TTG del CGS son rocas calcoalcalinas, de tendencia trondjemítica (coincidente en el triángulo Rb-Sr-Ba, con muy bajo Rb y alto estroncio, con el campo de los TTG de Abitibi, Canadá, del Arqueozoico).

Los TTG del Complejo granítico Supamo son más metaluminosos que peraluminosos **(Aponte, 2007),** con alta sílice, relativa baja alúmina, muy bajos contenidos de MgO, Fe_2O_3, TiO_2, muy altos contenidos de Ba, Sr, Cr, altas relaciones Sr/Y, Cr/Ni y bajos a muy bajos contenidos de Y, Zr, Nb, Ni, con respecto a la composición promedio de TTG de >3.5 Ga y TTG >2.5 Ga a <0.5 Ga.

Con tan altos valores de sílice (74.2%) y bajos valores de MgO (0.59%), de Fe total (1.70%), CaO (2.29%) y TiO_2 (0.22%) se presenta una buena correspondencia de bajos valores de Ni (4 ppm), pero muy raramente se reportan altos valores de Cr (69 ppm) y altísimos de Sr (576 ppm).

Con base en estos datos, **Aponte (2007)** indica que los TTG del CGS se formaron por un moderado grado de fusión parcial de corteza oceánica en subducción, con contaminación o interactuación con la cuña del manto sub-litosférico. El emplazamiento de esta asociación TTG fue sintectónico hasta el cierre de la Provincia Pastora con el Complejo metamórfico Imataca.

Aponte (2007) y **Moreno (1985)** observaron xenolitos de rocas máficas-ultramáficas en la zona de Guasipati y del Río Supamo, respectivamente, similares a las rocas de Florinda y El Callao. Al SW los TTG y el CRV son intrusionados por el granito alaskítico de El Gancho (2.160 Ma).

Sobre el tema, el autor, además de los comentarios hechos antes, quiere resumir, respecto del origen y evolución de los TTG lo que sigue: que induce a pensar que tales rocas se correlacionan con TTG del Neoarqueozoico más bien que del Paleoproterozoico:

Los TTGs que tienen Al_2O_3 > 15% con SiO_2 cerca del 70%, Sr >300 ppm, Y<20 ppm, Yb = 2 ppm, Nb<10 ppm. Las adakitas contienen valores similares, pero presentan significativos contenidos más altos de Mg (No. de Mg, >50), Ni (>20 ppm), Sr (>500 ppm a 1.000 ppm), Cr (>50 ppm). Estos altos contenidos de Mg, Cr y Ni de las adakitas son debidos a la interacción de las zonas de subducción fundidas con la cuña del manto **(Condie, 2005).**

Por otra parte, existe un tercer tipo de rocas de edad Arqueozoico, conocidas como sanukitoides, que tienen una composición similar en elementos incompatibles con los TTGs, pero con contenidos relativos más altos de K, Rb, Th y U, como productos enriquecidos de parte del manto superior metasomatizado.

Los granitos TTG del Arqueozoico están agotados en Y, REE pesados con relaciones K_2O/Na_2O relativas más elevadas que los granitos TTG más jóvenes de edad post-Arqueozoico.

Todos los granitos TTG modernos, tales como los de edad Mioceno de los Andes pertenecen a un ambiente de arco magmático, aunque no siempre es así.

Los granitos TTG del Arqueozoico son intrusivos en los CRV, desarrollados generalmente en arcos de islas y/o en plateau oceánicos. En este último caso, los CRV están relacionados a plumas de calor y las comatiitas son abundantes en la secuencia inferior.

Al igual que los TTG del Arqueozoico, las adakitas de edades más jóvenes, son encontradas en ambientes tectónicos de arcos de islas, bien oceánicos, bien cercanos a bordes continentales.

Sin embargo, hasta el presente las adakitas no se han encontrado asociadas con basaltos oceánicos de plateau, como ocurre con algunos TTG del Arqueozoico.

Una distinción en elementos incompatibles que distinguen las adakitas de los granitos TTG, en particular la relación Nb/Ta, la cual es baja (5) para los TTG mientras que es alta para las adakitas (15-20) con un promedio de 16.1, muy similar al promedio del manto primitivo en Nb/Ta (16.7). Remoción de anfibol durante la cristalización fraccionada justifica la baja relación Nb/Ta de los TTG, mientras que en las adakitas esto no ocurre.

Por otra parte, para derivar granitos TTG a partir de adakitas máficas a intermedias, se requiere de >50% de cristalización fraccionada, dejando un residuo muy voluminoso de cúmulos máficos-ultramáficos, rara vez observados, asociados a los TTG.

La actividad de importantes plumas de calor con el desarrollo de espesos plateau oceánicos del Arqueozoico, facilitó las fuentes a partir de las cuales, por procesos de fusión parcial, se originaron fundidos de más bajo punto de fusión o magmas TTG con altos valores de La/Yb, Sr/Yb, debido a una amplia redistribución en los residuos o "restitas" de granates.

Es también posible que los magmas TTG se contaminaran con comatiitas u otras rocas ultramáficas no fundidas en las raíces de los plateau oceánicos, con lo cual los TTG, en particular los más voluminosos e importantes de edad cercana a 2.7 Ga, pueden tener más altos contenidos de Ni y Cr que los magmas TTG sin contaminación.

Los TTG de edades posteriores, en particular del Paleoproterozoico (2.2 Ga - 1.9 Ga) como supone Aponte (2007), sean los del Complejo Supamo, no están contaminados con rocas ultramáficas y tienen más bajos contenidos en La/Yb, Sr, Ni y Cr y se diferencian aun más marcadamente de las adakitas.

En conclusión: siguiendo a **Condie, (2005),** tenemos:

- Los TTG y las adakitas no son equivalentes ni están relacionados. Esto aplica a los TTG del Complejo granítico Supamo que nada tiene que ver con adakitas.

- Los TTG tienen más bajos valores de Sr, Mg, Ni y Nb/Ta que las adakitas

- Es muy difícil de aceptar, por las evidencias universales de la carencia de volúmenes importantes de cúmulos máficos-ultramáficos, que los TTG y adakitas están relacionados por procesos de cristalización fraccionada.

- Mientras las adakitas son probables "slabs" o capa fundida de corteza oceánica subductada, los TTG, al menos los que tienen altos contenidos de Al_2O_3 que son los más abundantes, se originaron por procesos de fusión parcial de la corteza inferior en zonas de arcos de islas o en las raíces de los plateau oceánicos.

- Los altos contenidos de Sr y Cr de los TTG del Complejo de Supamo, apuntan hacia una derivación de los TTG a partir de corteza inferior oceánica y/o raíces de plateau oceánicos en tiempos del Arqueozoico, cuando las zonas de subducción eran menos operativas en tiempos del Arqueozoico, a pesar de las edades contradictorias existentes hasta ahora de los TTG del Complejo granítico TTG Supamo.

También los metabasaltos de El Callao parecen estar relacionados con plumas de calor. Así pues, los TTG del CGS y los Metabasaltos tholeiíticos de El Callao parecen tener fuentes y tiempos no muy distanciados y, al parecer, relacionados en cierto modo a una pluma mantelar.

Esto podría sugerir varias cosas:

a. Que la edad de los granitos del CGS puede ser Arqueozoica

b. Que los metabasaltos de El Callao se correlacionan muy bien, geoquímicamente, con rocas similares del Neoarqueozoico de Abitibi, Canadá y, por lo tanto, que tales Metabasaltos de El Callao podrían ser también de edad Neoarqueozoico ¿?. Al menos, tales rocas son de edad más antigua de 2.2 Ga que es la edad de granitos TTG, intrusivos en ellas, tipo Complejo granítico Supamo, y

c. Proceden de la misma fuente Neoarqueozoica de pluma de calor tanto los TTG del Complejo granítico Supamo como los Metabasaltos de El Callao ¿?

- Los TTG modernos de arcos magmáticos, tipo Andes, se originaron por procesos de fusión parcial de la cuña del manto superior subyacente a una zona de subducción en descenso al manto debajo de un borde continental activo.

- Enriquecimiento o aglutinamiento de REE pesados y baja relación Nb/Ta, implica que los magmas TTG se hallan debajo de los residuos o restitas con granate y poco anfibol, poca plagioclasa y poco magnesio.

- Esto sugiere que los TTG se pueden derivar también de eclogitas anfibolíticas, que por procesos de fusión parcial, entre los 40 a 80 km de profundidad, 700-800ºC, o más, dieron magmas TTG de más bajo punto de fusión.

- Valores anómalos altos, de La/Yb, Sr, Cr, Ni, encontrados en algunos TTG de 2.7 Ga, coinciden con el gran evento comatiítico universal de 2.705 Ma y grandes plumas de calor de esa misma edad, validando la tesis de posible contaminación del magma TTG con magmas ultramáficos, ricos en Mg, Ni, Cr. Este puede ser el caso de los TTG del Complejo granítico TTG Supamo algo posteriores e intrusivos en los Metabasaltos tholeiíticos El Callao.

Edad de los Cinturones de Rocas Verdes y del Complejo Granítico de Supamo

Rocas graníticas del Complejo granítico TTG Supamo, como las de Pueblito, intrusivas en CRV tipo volcánicas de Carichapo, dieron edades por U-Pb en circones entre 2.8 Ga por Rb/Sr a 2.6 Ga por U/Pb **(Gaudette y Olsewski, 1978),** pero fueron reinterpretadas por **Gibbs y Olsewski (1982)** de 2.25 Ga a 2.10 Ga. Gneises de Bártica, equivalentes del Complejo de Supamo arrojaron una edad de 2.22 Ga por U/Pb en circones.

Ya referimos como el presente autor se inclina por una edad Neoarqueozoica para ambos, CGS y Mebasaltos tholeiíticos de El Callao, del orden de los 2.8-2.6 Ga coincidente con las edades primeras encontradas por **Gaudette y Olsewski, (1978).** Recientemente **Texeira y otros (2002)** reportan edades por U-Pb en circones de 2.29 Ga y 2.09 Ga cerca de la Falla de Gurí, por reactivación durante el Transamazónico.

La escogencia de circones y de núcleos de circones, limpios, sin crecimientos, sin recristalización, ni fracturas, etc., por el método U/Pb SHRIMP, ayuda a obtener edades más representativas y reales de los TTG, tal como ocurrió en Minnesota, USA, donde se reportan hasta 4 y más edades para un simple cristal de circón, dependiendo de su forma, pureza y sitio del cristal donde se hagan las medidas.

Actualmente, la edad más antigua estimada para las rocas del Complejo granítico TTG Supamo, es 2.30 Ga **(Klar, 1979).** Sin embargo, se requiere de muchas más edades radiométricas adecuadas y

de análisis químicos en elementos mayores y traza, para tener comparaciones basadas y conclusiones con respecto de otros TTG y CRV de Sur América y del resto del mundo precámbrico.

Al autor no le sorprendería que la verdadera edad de los TTG del CGS fuera de 2.8-2.6 Ga, o incluso más antigua, reactivados a 2.3 Ga - 2.1 Ga. Las investigaciones técnicas en Brasil han avanzado mucho en este tema radimétrico.

Rocas volcánicas máficas, por el método Sm/Nd, arrojaron edades similares de 2.16 Ga a 2.08 Ga **(Gruau y otros, 1985)** para el emplazamiento de lavas de algunos CRV y los pórfidos intrusivos de Mandigal y Cerro Pelón. Tobas dacíticas de la Formación Yuruari, en circones, dieron una edad de 2.131 ± 10 Ma **(Figura No 70).**

El basamento de los CRV de La Esperanza y El Torno, al Oeste de la actual Ciudad Bolívar, fueron gneises de Imataca. Sin embargo, la cuenca aparente o incipiente, de 45 km de largo por 16 km de ancho, donde se depositaron estos CRV, muestra rocas basales gneisicas del tipo Complejo granítico TTG Supamo de 2.24 Ga por U/Pb. **(Day y otros, 1991).**

Lo anterior nos conduce a estimar que la apertura del océano La Esperanza-El Torno, es por lo menos de esa edad o más antigua, y que rocas graníticas de edad Complejo granítico TTG Supamo también son intrusivas en el Complejo metamórfico Imataca.

Los basamentos de la Asociación Ígneo Cuchivero, en Las Bonitas, por lo menos, y en Cerro Impacto, son rocas TTG del Complejo granítico de Supamo. Gneises TTG de Macabana y del Río Atabapo en Amazonas también son similares a los gneises TTG del CGS, pero reactivadas a 1.750-1.850 Ma y aún más jóvenes.

Estimo que cuando se disponga de muchas más edades radiométricas apropiadas por U-Pb en núcleos de circones limpios, no recristalizados, en particular, de rocas graníticas del Complejo granítico TTG Supamo posiblemente se tendrán diversas edades radiométricas, según el grado de recristalización de los circones, o "reseting", del orden de 2.6 Ga a 2.8 Ga, o edad de cristalizaciones originales de los granitos, y edades de varias reactivaciones, hacia 2.3 Ga - 2.2 Ga (inicio del Transamazónico) y 2.1 Ga - 2.0 Ga (consolidación final del supercontinente Atlántica-Caura) y 1.8 Ga - 1.7 Ga de colisiones continentales para formar el supercontinente Columbia.

Edades similares en el rango 2.18 Ga - 2.07 Ga presentan algunos CRV del Birrimian de África Occidental **(Taylor y otros, 1984)** en Regui Bat y Leo.

Day y otros (1991) concluyen que la probable edad del "rifting" o apertura del océano donde se formaron los CRV de Pastora y Barama-Mazaruni, es cercana a 2.3 Ga.

La edad de algunos CRV en el Escudo de Guayana es como sigue:

- CRV de Guyana (Barama-Mazzaruni) dan edades U-Pb circones de 2.24 Ga **(Gibbs y Olsezwski, 1982),**
- CRV de Suriname (Grupos Marowijne y Correón), de edades Rb-Sr 1.95 **(Priem y otros, 1980),**
- CRV de Guayana Francesa (Grupo Paramaca) de edad Sm-Nd 2.1 Ga
- Trondjemitas intrusivas de 2.21 Ga, del Norte de Brasil, Amapá en el Grupo Vila Nova,
- CRV Ipitinga de 2.26 Ga y Parima-Cauarane del Estado Amazonas de 2.24 Ga **(Gaudette y otros, 1996).**

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

Aponte (2007) resume que las edades de los TTG del CGS alrededor del CRV de Guasipate-El Callao por U/Pb en circones, son de 2.12 Ga a 2.08 Ga, y las edades indirectas al Sur de este cinturón son más antiguas de 2.16 Ga, que es la edad del granito alaskítico de El Gancho, intrusivo en el CGS y el CRV.

Edades 2.29 Ga y 2.13 Ga **(Figura No. 47)** Sm/Nd se obtuvieron al Oeste, cerca del contacto con el Complejo metamórfico Imataca, siendo ϵ_{Nd} positiva, sugiriendo ausencia de corteza continental más antigua en el protolito del CS.

En Las Cristinas, **Mendoza (2000)** refiere la presencia de granodioritas intrusivas en el CRV de esa localidad con 2.150 Ma.

El primer período de corteza oceánica fue seguido por otro período 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 Orapú, que separaba los complejos indicados.

La convergencia entre los bloques formados, al estilo Pastora versus Botanamo, observado en Marwani de la Guayana Venezolana, durante la Orogénesis Transamazónica, la Cuenca Orapú, quedó atrapada entre los complejos Isla de Cayena y Central Guiana.

Esta convergencia oblicua se caracterizó también por el desarrollo de cuenca por distención ("pull apart") con cizallamiento en echelón, en el Norte de Guayana.

El metamorfismo de enterramiento alcanzado por las secuencias metavolcano sedimentarias sugiere unos 20 km de enterramiento. Granitos sintectónicos con este metamorfismo, al nivel de la facies anfibolita, se emplazaron hacia 2.093 Ma ± 8 Ma y 2.083 Ma ± 8 Ma.

Estos cuerpos graníticos intrusionaron a través de zonas de cizallamiento y cizallas, en la zona de colisión simultánea y posterior al tiempo de desarrollo de la misma, lo cual implicó anatexis y engrosamiento del espesor de la corteza continental.

Los desarrollos auríferos, orogénicos, se sucedieron también post-colisión de los arcos a los bloques continentales anteriores o más viejos, al estilo Pastora-Botanamo contra Imataca, etc.

Por todo lo referido, parece ser que los últimos estadios de la Orogénesis Transamazónica estuvieron marcados por una convergencia de normal a oblicua, colisión de arcos versus continente y mayor espesamiento de la corteza continental, en una forma muy similar a como actúan actualmente los procesos de tectónica de placas.

Es decir, que desde hace unos 2.000 Ma - 2.500 Ma hasta hoy, los mecanismos de tectónica de placas parecen haber actuado de manera muy similar en el Escudo de Guayana.

El Paleoproterozoico se caracteriza, a nivel mundial como en Guayana y África Occidental por ser un tiempo de gran actividad magmática y crecimiento continental, por la incorporación de material juvenil del manto a la corteza y su adhesión, vía arcos 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}/Sr^{86} inicial (= 0.7019), Nd^{143}/Nd^{144} inicial (= 0.51002) **(Gruau y otros, 1985).**

OROGÉNESIS TRANSAMAZÓNICA

La Orogénesis Transamazónica en el Escudo de Guayana la definieron **Sidder y Mendoza, (1995)** como una sucesión de eventos tectónicos que originaron la deformación, metamorfismo y actividad magmática ocurrida entre 2.15 Ga y 1.96 Ga.

En realidad la Orogénesis Transamazónica envuelve varias orogenias que condujeron al multicrecimiento costral, con aporte de material juvenil y retrabajamiento de material costral de edad Arqueozoico, como se evidenció en Amapá **(Rosa-Costa y otros, 2008).**

El autor sugiere en este momento que la OT pudo iniciarse incluso antes, hacia los 2.3 Ga algo después de la formación del Océano Pastora, y extenderse hasta 1.8 Ga o final del arco magmático de Cuchivero, y recomienda dividir la OT en dos fases (o más, si es necesario):

- 2.2 Ga a 1.95 Ga con el emplazamiento de CRV-TTG y cierre oceánico, colisión arcos-continente y

- 1.95 Ga - 1.8 Ga el cambio de dirección de la deriva continental, nueva zona de subducción de placa oceánica debajo del continente tipo Andes, formándose las rocas graníticas y volcánicas de arcos magmáticos, con pocos sedimentos asociados, de Caicara-Parima-Tapajós.

Las rocas de Pastora fueron deformadas en dos o más fases o episodios de actividad tectónica durante este intervalo, mientras que las rocas del CRV de "Botanamo", más joven, sólo fueron afectadas por el segundo evento de deformación. Su equivalente en África Occidental es la Orogénesis Eburnean, ocurrida entre 2.2 Ga - 1.98 Ga **(Cohen y Gibbs, 1989).**

La deformación registrada en los CRV, D1 está representada por corrimientos; la foliación S1 es subparalela a la estratificación (So), la lineación 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 tectónica colisional.

Volcanismo calco-alcalino y depositación de material turbidítico en el Birrimian superior y de los conglomerados de Tarkwaian, equivalentes a la Formación Los Caribes, 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 sólo localmente asociada a corri-

mientos, plegamiento recumbente tipo P2, clivaje de crenulación S2, foliación de crénulos S1, lineación L2 y bajo a muy bajo grado metamórfico. D2, afectó a rocas tipo Caballape **(Sidder y Mendoza, 1995).**

Según **Hildebrandt (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 emplazamiento del alóctono Pastora sobre la cuarcita de El Miamo durante el alcance de la subducción de un arco de islas, debajo de un arco magmático continental o microcontinente que existía al Norte.

Siguiendo a **Hilderbrandt (2004),** 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, muchas de ellas, actualmente como fallas normales.

Rocas de la Asociación Cuchivero, de 1.96 Ga - 1.79 Ga, son consideradas por el presente autor como muy tardías tectónicas, es decir, muy próximas al final del cierre oceánico extendiéndose en el tiempo después del mismo.

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 magmático sin a postcolisional intracontinental, calco-alcalino, tal como hoy se observa en la Gran Cordillera Andina de Colombia-Perú-Chile y Centro América hasta Sierra Nevada en USA.

El supercontinente final amalgamado de edad Transamazónica, es el denominado Atlántica-Caura, completamente consolidado hacia 1.8 Ga, siguiendo después la sedimentación molasoide, post-tectónica realmente, de rocas del tipo Supergrupo Roraima.

Similar, pero menos voluminoso, ocurrió un magmatismo postcolisional, post-Eburnean, en el Escudo Reguibat de África Occidental, entre los 1.97 Ga y los 1.75 Ga.

Depósitos Minerales de los Cinturones de Rocas Verdes

La formación de menas minerales y depósitos minerales es una serie de procesos, multiple-estados o fases, que localizan, concentran y enriquecen los elementos traza metálicos originales dispersos incluidos en el manto e incorporados a la corteza. Basados en la abundancia promedio de un elemento dado, ya en la corteza y en los tenores de los principales tipos de depósitos minerales y sus variaciones, el "factor de concentración de menas minerales" **(Laznicka, 2008)** para formar depósitos económicamente explotables (=yacimientos) son de 5 a 10 para Fe; 150 a 1.200 para Cu; 300 a 20.000 para Au, etc.

Conforme con **Dardenne (2005),** y perfeccionando su resumen, los principales recursos minerales en el Cratón Amazónico durante el Precámbrico, son los siguientes:

Paleoarqueozoico:
Depósitos de hierro de El Pao, tipo Algoma en el Complejo de Imataca, Venezuela.

Mesoarqueozoico:
Depósitos de oro del CRV de Río María: oro orogénico de Babaco, Lagoa Seca y Diadema y los depósitos de Cu-Au, tipo porfirítico de la granodiorita Cumaru.

Neoarqueozoico:
Distrito Minero de Dos Carajás: cinco épocas metalogenéticas, época de depósitos tipo IOCG (Cu-Fe-Au-U-ETR) entre 2.76 Ga - 2.53 Ga:

- Época del hierro (2.76 Ga): BIF del Grupo Grao-Para que por lixiviación produjo el gigantesco volumen de menas de hierro de Dos Carajás. Los depósitos de hierro, tipo Cerro Bolívar (San Isidro, etc.), son sus equivalentes en el Complejo metamórfico de Imataca en Venezuela.

- Depósitos de Bahía/Alemao, Pojuca y Salobo asociados a las secuencias de Igarapé-Bahía, Pojuco y Salobo, equivalentes del Grupo Grao-Para, y los depósitos de Sossego, Cristalino y S118 relacionados con granodioritas de 2.74 Ga a 2.53 Ga.

- Época del manganeso, asociado al Grupo Aguas Claras depositada simultáneamente con las BIF de Dos Carajás y caracterizadas por los depósitos de Manganeso de Azul/Sereno.

- Época de Au-Pd relacionada al final del tectonismo de Dos Carajás y asociada al cizallamiento sufrido por el Grupo Aguas Claras con los depósitos de Sierra Pelada/Sierra del Este.

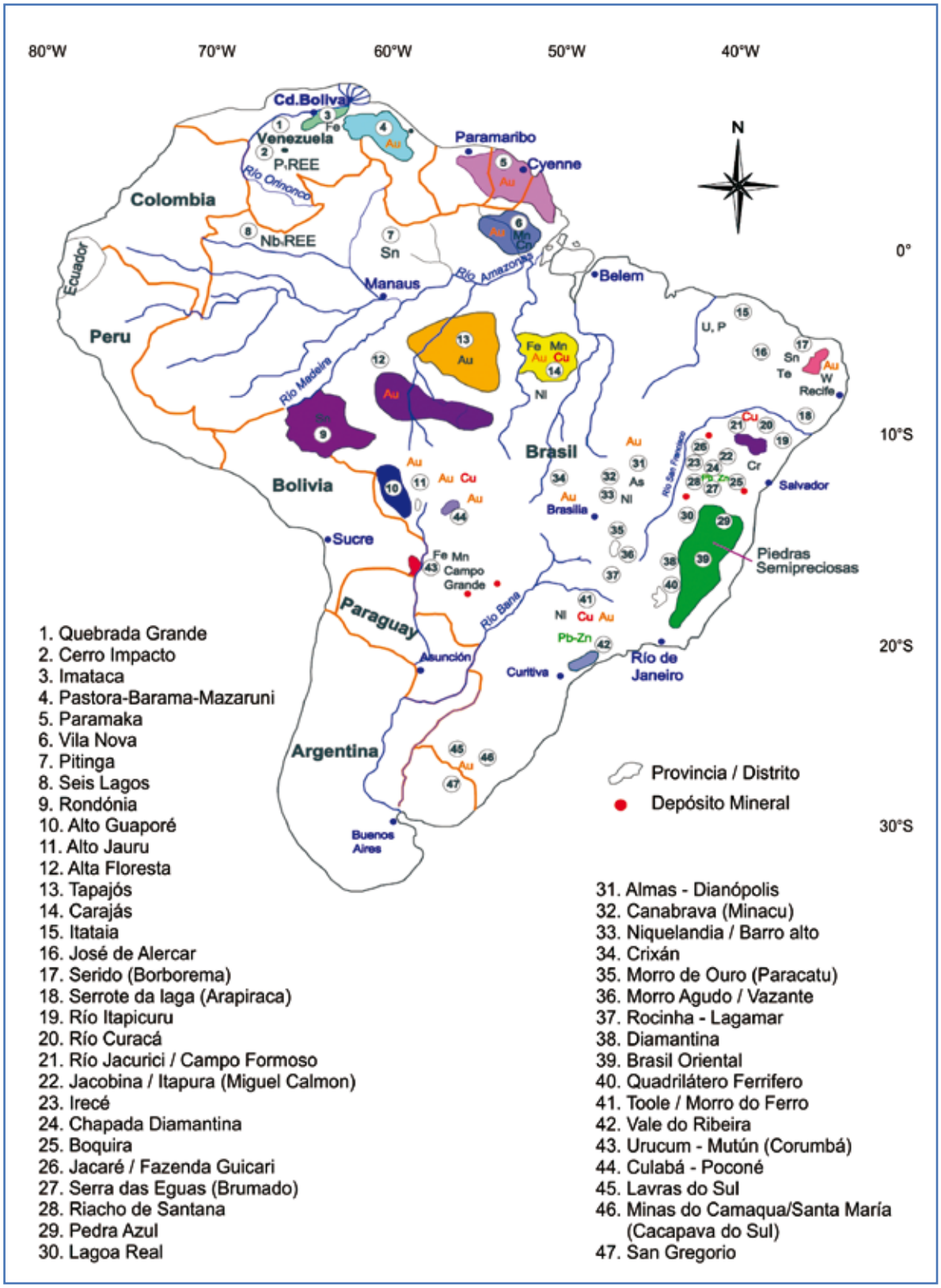


FIGURA No. 89 Distribución geográfica de los principales depósitos minerales del Precámbrico de Sur América *(Tomado de Dardenne y Schobbenhaus, 2000)*

• Época del Cr-Ni-EGP post-tectónica, post-Dos Carajás, desarrollada entre 2.5 Ga y 2.3 Ga, asociados a los complejos máficos-ultramáficos de Vermelho, Onca, Puma, Jacaré y Jacarezinho.

Paleoproterozoico (2.5 Ga - 1.8 Ga)
Tres épocas metalogenéticas:

• Época del Manganeso (2.2 Ga), depósito de manganeso Sierra del Navío relacionado al Grupo Vila Nova; manganeso de Mattews Ridge de Guyana; manganeso del Cerro San Cristóbal, del CRV Botanamo de Venezuela.

• Época del Oro (2.1 Ga - 2.0 Ga) del Transamazónico: depósitos de oro de Amapari, de El Callao, de Botanamo, La Camorra-El Dorado, Km 88 con Brisas-Las Cristinas, Omai de Guyana, Ashanti de Ghana, etc. En Brasil-Central tenemos los depósitos epitermales y porfídicos de Au y de Au-Cu de Tapajós y Alta Floresta, ocurridos al final del Transamazónico 1.8 Ga - 1.9 Ga y relacionados a las intrusiones graníticas de Maloquinha y Marupá.

• Época del Estaño ± columbita-tantalita (1.8 Ga), depósitos de casiterita y criolita de la Mina Pitinga, de Surucucu (1.55 Ga), de Agua Mena (1.55 Ga), etc. En Brasil Central, Dos Carajás se registran los depósitos de Sn-W de Musa, de Cu-Au de Carajás Central y de Cu-Au de Aguas Claras.

Mesoproterozoico (1.8 Ga - 1.0 Ga)
Tres épocas metalogenéticas:

a. Época de Pb-Zn-Cu-Au relacionada a las secuencias volcano-sedimentarias de Roosevelt-Aripuaná y Cabacal en el Mato Grosso, datadas en 1.75 Ga.

b. Época del Diamante (1.7 Ga) paleoplaceres de la parte basal del Supergrupo Roraima.

c. Época variable:

• Provincia Aurífera del Alto Guaporé, al final del evento Sunsás, hacia 1.0 Ga.

• Depósito de Ni del Rincón del Tigre.

Neoproterozoico (1.0-0.6 Ga)
Cuatro épocas metalogenéticas:

• Época de Estaño de 950 Ma de los granitos más jóvenes de Rondonia, como los depósitos de Santa Bárbara y Buen Futuro.

• Época de las kimberlitas diamantíferas de Guaniamo (710 Ma) y las carbonatitas de Cerro Impacto ¿? y Seis Lagos (P, Nb, Ti, Fe, REE). ¿?

• Época de Fe-Mn de Urucum, 650 Ma, depósitos de Fe-Mn tipo Rapitan relacionados a hidrotermalismo del Aulacógeno Chiquitos-Tucavaca.

• Época del Oro, 600 Ma, al final del evento Brasiliano-Pan Africano en la región de Cuiabá.

El 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, acompañado o no de sulfuros masivos volcanogénicos y comatiitas ricas en níquel hacia la base de los CRV más 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, hacia el final de la orogénesis transamazónica que contienen depósitos de oro orogénico, de pórfidos de oro-cobre-molibdeno, de oro-cobre y de sulfuros masivos.

También se formaron depósitos epitermales y de pórfidos de oro-cobre tipo Andes, al final de la orogénesis Transamazónica, como en Tapajós y en Cuchivero.

En contraste, los depósitos minerales de Sn-W, que se asocian a ambientes más cercanos al continente e intracontinentales, relacionados frecuentemente a magmatismo anorogénico, fueron excepcionalmente importantes y abundantes durante el final del Paleoproterozoico y en el Mesoproterozoico, pre-formación del gran supercontinente Rodinia.

Finalmente, la ruptura del supercontinente Rodinia, facilitó el emplazamiento de kimberlitas eclogíticas, próximas a una antigua zona de subducción, acarreando gran cantidad de diamantes.

Así mismo, con esas kimberlitas pudieron emplazarse otros cuerpos alcalinos provenientes del manto, tales como las carbonatitas de Cerro Impacto y la Carbonatita de Seis Lagos, aunque las edades de estas carbonatitas permanecen inciertas o realmente indeterminadas.

Al final del evento Brasiliano-Pan Africano, algunos pocos depósitos de oro pudieron formarse con un mayor desarrollo de los mismos durante el Caledoniano (Paleozoico Inferior).

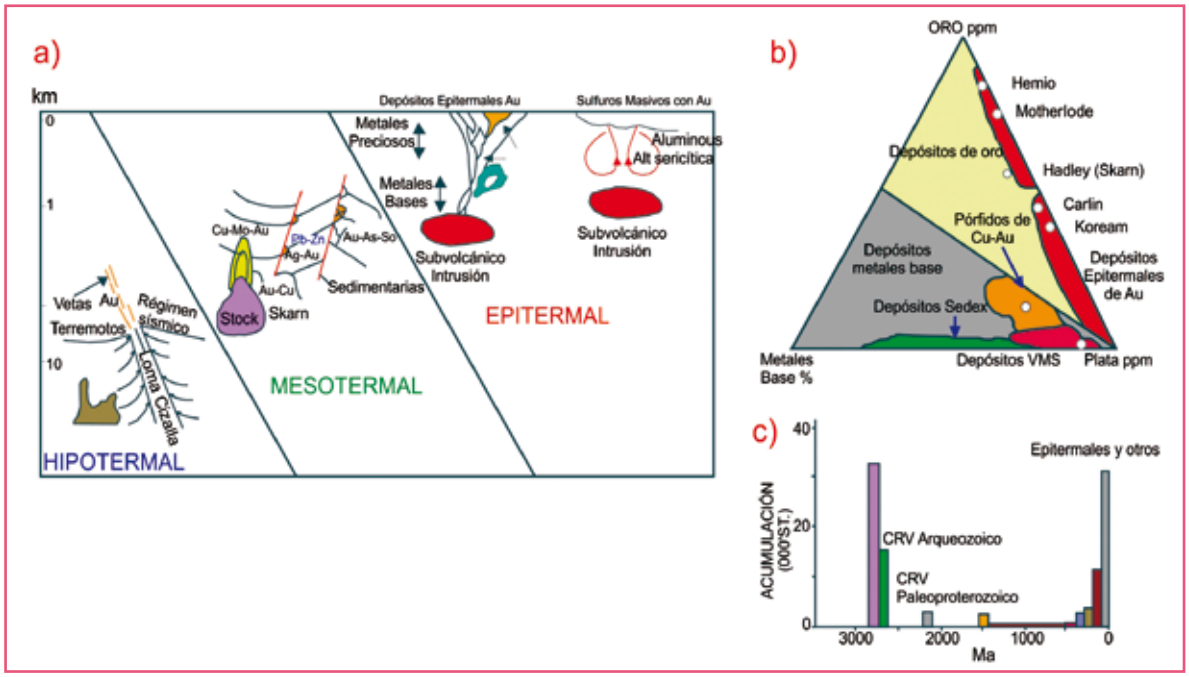


FIGURA No. 90 ***a.*** Ambientes geológicos de formación de depósitos de oro, ***b.*** Diagrama ternario Au-Ag metales base ***c.*** Distribución de oro producido en el tiempo *(Tomado de Poulsen, 1995)*

Depósitos de Oro

Depósitos de oro epigenéticos (DOE) de terrenos metamórficos, incluye **(Goldfarb y otros, 2005)** aquellos depósitos auríferos de CRV del Neoarqueozoico y Paleoproterozoico y del tardío Neoproterozoico y orógenos Cenozoicos tipo Cordilleranos–Alaska, Canadá-California- (200 M oz Au o más), concentrados principalmente de 2.8 Ga a 2.55 Ga, 2.1 Ga a 1.8 Ga y 600 Ma - 450 Ma y 180 Ma - 50 Ma.

La mayoría de estos depósitos de oro se formaron hacia el final de la orogénesis y se clasifican como depósitos orogénicos de oro (DODO), los cuales pueden ser subdivididos en epizonales, mesozonales e hipozonales según las condiciones de P-T de formación.

Un segundo tipo de DOE son los denominados depósitos de oro relacionados a intrusiones (DORI) desarrollados en zonas cercanas a los bordes de los continentes, en conexión con intrusiones félsicas o granitoides relativamente reducidos, pero bien dentro de los continentes, en terrenos Fanerozoicos acrecionados o amalgamados.

La mayoría de los depósitos de oro de terrenos metamórficos se localizan próximos a zonas de grandes fallas de primer orden, de cientos de km de largo por uno o más km de ancho como por ejemplo: las fallas paralelas a Gurí, tipo Laguna, Gauasipati, depósito Golden Mile adyacente a la Zona Mayor de Cizalla de Boulder-Lefroy; depósitos de Abitibi próximos a las grandes fallas Destor y Larder Lake-Cadillac, Canadá; las minas de Kolar con la zona de cizalla de Champion Ref., Rusia; los depósitos de Ashanti con la Gran Zona de Cizalla de Obuasi-Ashanti de Ghana; Motherlode con la gran falla de Melones, USA, etc.

Los DODO Cordilleranos, del Cretácico-Eoceno, principalmente, se localizan en fallas secundarias relacionadas con grandes fallas, profundas en la corteza, las cuales generalmente son paralelas a los arcos magmáticos continentales, de corteza espesa, desde Canadá a Chile, distantes a unos 100 km a 200 km del borde continental activo, en el interior continental y en terrenos oceánicos alóctonos, trasladados tectónicamente unos 35 Ma - 80 Ma al continente antes de la formación de los DODO.

Alrededor de los 10 Ma - 20 Ma, después de tal acreción oceánica al continente, la corteza continental comenzó allí a experimentar un significativo aumento en el grado geotérmico, debido a varios factores, entre los cuales se mencionan mayor espesor costral, grandes fallas y cizallamientos, calentamiento por flujos masivos de fluidos, "ridge subducción", "slab rollback" **(Goldfarb, 2008).**

Las provincias de DODO Cordilleranas se sitúan en cuencas delante del arco (Cinturón aurífero de Juneau), cuencas detrás del arco (Bridge River), arcos magmáticos (Willow Creek, por ejemplo). En todas estas provincias, intrusiones más antiguas definen rocas huéspedes favorables para la mayoría de estos depósitos de oro.

El magmatismo en arcos magmáticos continentales comienza unos 5 Ma a 20 Ma antes de la actividad hidrotermal aurífera. Sin embargo, cambios en las direcciones del esfuerzo de deformación y tectónica transpresiva son las características críticas para el desarrollo de los DODO dentro del orógeno Cordillerano.

Sin embargo, dependiendo de los cambios de presión y de la composición de la roca caja, tales fluidos no reaccionan mayormente ni precipitan en las fallas de primer orden, sino en fallas menores, de segundo y, en particular, de tercer orden, inversas de ángulo alto.

Los fluidos hidrotermales (principalmente CO_2, ∂18 O de 6 a 13 por mil, ∂D de -80 a -20 por mil, isótopos de azufre, etc.) se emplazaron a lo largo de esas grandes fallas, pero precipitaron oro, cuarzo y pirita dependiendo de los cambios de presión, inducidos por movimientos sísmicos o terremotos y por rocas cajas de composición alta de Fe, carbonatos, y/o material carbonáceo o grafitoso.

Los DODO ocurren mayormente en terrenos metamórficos Facies de Esquistos Verdes (FEV), pero por estar relacionados a zonas alteradas hidrotermalmente de más baja temperatura suelen representar zonas retrógradas. Pirita y arsenopirita son las facies minerales sulfurosas más comunes, y cuando ocurre pirrotita implica una mayor temperatura. Otras fases presentes son de Bi, Te y W.

La alteración hidrotermal, en rocas con oro epigenético, refleja la interacción del fluido (H_2O-CO_2-H_2S ± NH_4 y N_2) con la roca caja, a diversas condiciones de P-T. Su ancho y su composición químico-mineralógica varían con la roca caja, pero carbonatos, sulfuros, cuarzo, sericita, clorita, feldespato K, biotita, turmalina y albita, son comunes. Ankerita, con pirita y oro, es el carbonato dominante en rocas metamórficas, FEV grado medio con una relación Fe/ Fe + Mg > 0.5.

Si esta relación es menor a 0.5, casi todo el Fe es incorporado en los carbonatos magnesita-siderita, con lo cual no se produce pirita o sulfidización y, por consiguiente, precipitación de oro, en la zona próxima y en el depósito. Biotita baja en Fe y albita se localizan en zonas más perimetrales y epidoto en la más alejada (a excepción de algunos pórfidos de oro, como Las Cristinas, por ejemplo).

Arsenopirita es el sulfuro dominante cuando la roca caja es meta-sedimentaria, mientras que pirita es el sulfuro cuando la roca es ígnea, máfica o félsica. A temperaturas superiores a los 400º C predomina pirrotita, junto con biotita Fe-Ti y algunos teleruros. La mica de alteración en roca ultramáficas es fuchsita.

Los DORI se definen **(Thompson y otros, 1999)** por las siguientes características:

- Metales con Bi, W, As, Sn, Mo, Te y Sb
- Ocurrencia en provincias magmáticas, con mineralizaciones de Sn
- Relaciones genéticas, con intrusiones félsicas reductoras
- Localizados al interior de los continentes
- Bajos contenidos en sulfuros (<3%)
- Mineralización tipo Greissen, vetas achatadas, stockworks y brechas
- Alteración rica en cuarzo, sericita, feldespato K, albita y menor en carbonatos
- De baja a alta salinidad; fluidos ricos en CO_2

Ejemplos de DORI son: Fort Knox, Morsko, Slave, Vaislkovskoe, Timbarrra, Kidston y Kori Kollo de Bolivia, en Yukon y Alaska. En la Provincia Tintina del Yukon, la intrusión está mineralizada con Au-Bi-Te ± W ± Mo y vetas próximas en la roca de contacto están mineralizadas con vetas ricas en Au-As ± Sb y las vetas más distales de vetas con Ag-Pb-Zn.

Depósitos epitermales y depósitos asociados subyacentes de pórfidos, (DEO y DPO), se forman a <1.5 km de profundidad hasta la superficie terrestre y a <300º C.

Los fluidos hidrotermales se desarrollan en conexión con volcanismo calco-alcalino y alcalino en zonas de arcos de islas y de arcos continentales magmáticos, de márgenes o placas convergentes. Muchos de los depósitos epitermales de edad Terciario, se concentran alrededor del borde Pacífico, en el Mediterráneo y regiones de los Cárpatos de Europa.

DEO más antiguos ocurren en el arco del Tethis de Europa a Asia y otros arcos escasos y esparcidos, se localizan en todas las edades incluido hasta el Arqueozoico.

Entre estos tipos de depósitos de oro, tenemos los pórfidos de Cu-Au y los depósitos epitermales de Au-Ag que se originan en ambientes de márgenes continentales convergentes, cercanos a la superficie (<3 km), en arcos y cuencas detrás del arco, con valores elevados de levantamiento.

En general, los pórfidos de Cu-Au son más jóvenes del Mesozoico (porque los más antiguos en parte fueron erosionados), aunque algunos de edad Paleozoica son reportados en China y Mongolia y hasta en el Precámbrico (Las Cristinas, Venezuela; Omai, Guyana, etc.). Los pórfidos de Mo fueron selectivamente preservados por acreción o colisión de arcos huéspedes contra bloques continentales.

Los depósitos epitermales de Au-Ag son mayormente abundantes en el Cenozoico y Terciario a Actual, pero hay algunos ejemplos raros en el Mesozoico y Paleozoico, e incluso, en el Precámbrico (Tapajós, Brasil). La ausencia aparente de todos estos tipos de depósitos en el Paleoproterozoico y Paleozoico Medio es más que nada, un problema de erosión y preservación.

Los DEO se clasifican de muy diversas maneras, una de ellas más descriptiva que genética, es la de dividirlos en dos grandes tipos de asociaciones minerales, a saber:

- DEO asociados con cuarzo ± calcita ± adularia ± illita que contienen Au-Ag, Ag-Au o Ag-Pb-Zn. Los principales minerales de oro y plata son electrum, acantita, seleniuros y sulfosales de plata y teleruros de oro y plata. La principal ganga es: cuarzo con/sin calcedonia, adularia, illita, pirita, calcita o rodocrosita. Su textura es tipo crustiforme a coloforme.

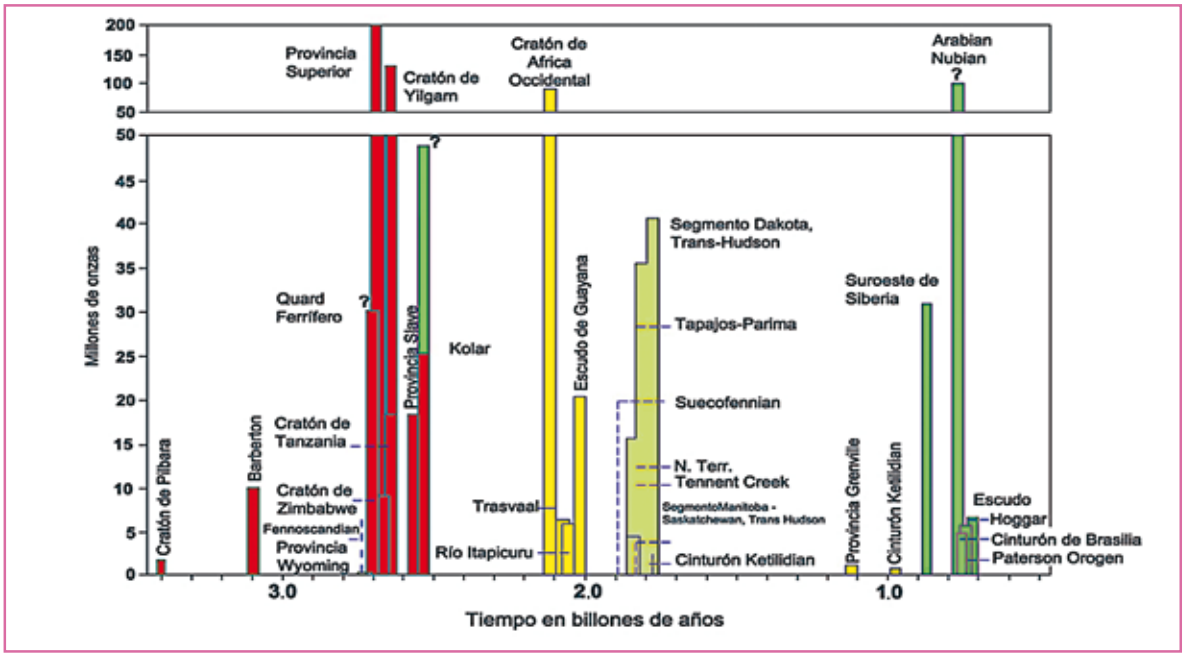


FIGURA No. 91 Producción de oro versus edad de formación, en vetas cuarzo aurífero de depósitos orogénicos del Precámbrico *(Tomado de Goldfarb y otros, 2001)*

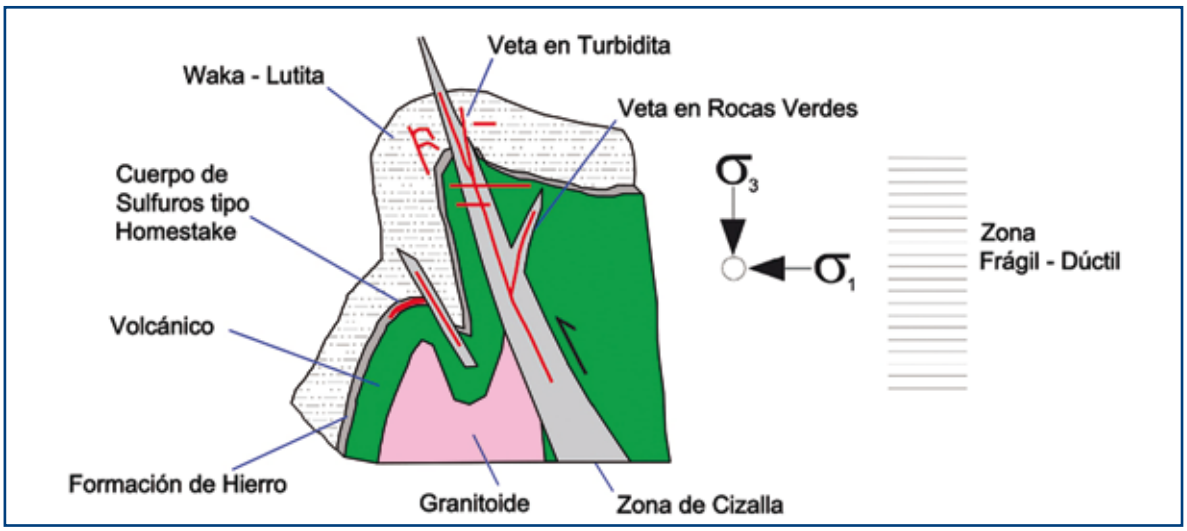


FIGURA No. 92 Diagrama esquemático que muestra modelo de ocurrencia de Cuarzo-Carbonatos auríferos de un tipo de CRV *(Tomado de Poulsen y otros, 2000)*

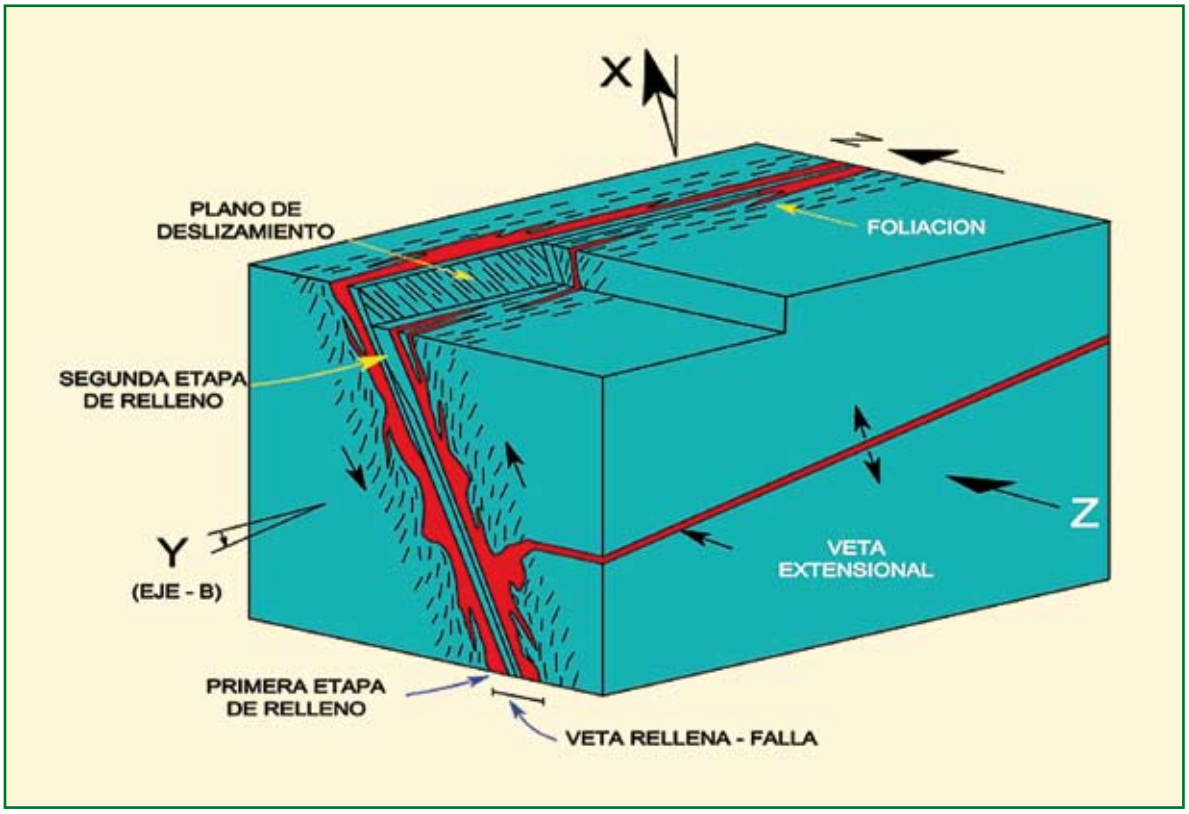


FIGURA No. 93 Diagrama tridimensional que muestra relaciones geométricas entre las vetas mineralizadas y la zona de la cizalla *(Tomado de Roberts, 1990)*

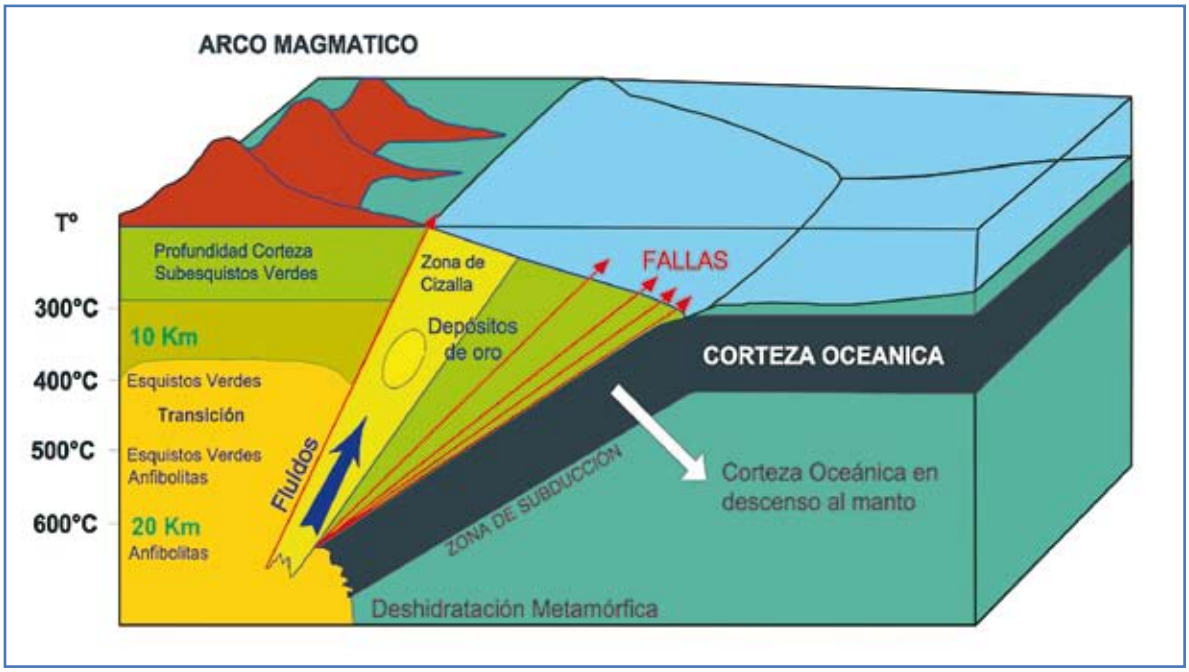


FIGURA No. 94 Sección esquemática de una zona Compleja de Subducción Acreción mostrando el emplazamiento de los fluidos metamórficos y magmáticos a lo largo de la zona de cizallas donde AuHs (H_2S) se desestabiliza para precipitar oro metálico a 300º C - 400º C y presión reducida *(Tomado de Kerrick y otros, 2000)*

Inclusiones fluidas indican salinidad <5% NaCl equivalente para depósitos de Au-Ag y de <10% a 20% NaCl equivalente para depósitos de Ag-Pb-Zn. La mayor parte de las soluciones hidrotermales se derivan de aguas meteóricas subterráneas profundas con/sin ningún aporte de agua magmática. Este tipo de DEO se denomina de "baja sulfidización".

• DEO asociados con cuarzo + alunita ± pirofilita ± dickita ± caolinita que contienen menas minerales de Au ± Ag ± Cu. Oro nativo y electrum, son las principales menas que acompañan a pirita. Sulfuros y sulfosales de Cu tales como enargita, covellita, tetraedrita, tennaita ± esfalerita suelen estar presentes en algunos tipos de depósitos epitermales. Enargita es el mineral más diagnóstico de los sulfuros de Cu e indica una "alta sulfidización" en el sistema.

Cuarzo con abundantes cavidades, es típico de este tipo de depósito. La zona de alteración debajo del depósito está indicada por la presencia de pirofilita, illita. Inclusiones fluídas contienen salinidad típica de <5% a 10% NaCl equivalente pero puede pasar del 30%. Los fluidos se derivan de fuentes magmáticas subyacentes por lo que este tipo de depósito muchas veces está asociado a profundidad a depósitos de pórfidos de Cu (Au, Mo, W).

En orden decreciente de abundancia, los principales tipos morfológicos 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 algunos 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 (mesoepizonales).

Conforme con **Goldfarb y otros (2001),** los depósitos de oro se originan bajo un régimen geodinámico de placas en los siguientes ambientes tectónicos **(Figura No. 94):**

1. Depósitos epitermales de oro se originan en: arcos de islas y arcos magmáticos continentales y en cuencas detrás de arcos magmáticos.

2. Depósitos orogénicos de oro, se forman en: zonas de convergencia continente-corteza oceánica, tipo Cordilleranos, en cuencas atrás del arco magmático continental y en bordes continentales "riftados" o disruptados, con/sin la acción de plumas de calor.

3. Depósitos de oro relacionados a intrusiones félsicas, se localizan en: cuencas detrás del arco magmático y bordes continentales "riftados", relacionados o no a plumas de calor.

4. Depósitos de oro diseminados tipo Carlin, se originan en: cuencas detrás de arcos magmáticos continentales, disruptadas por la acción de plumas de calor.

5. Depósitos de pórfidos de Cu-Au-Mo se forman en zonas de convergencia de arcos de islas y en zonas de arcos magmáticos continentales del tipo Cordillerano.

6. Depósitos de sulfuros masivos con Cu-Au, se forman próximos a "rifts" oceánicos y en cuencas, "riftadas" o disruptadas, detrás de arcos de islas.

Más del 70% del oro producido en el mundo se ha extraido directa e indirectamente de CRV del Neoarqueozoico y del Paleoproterozoico. La distribución de oro expresada en kg de Au/km^2 de CRV es muy variable de un escudo a otro, pero en cierto modo, es proporcional al área ocupada por los CRV, y va de 59 kg de Au/km^2 para Zimbabwe a 25 kg de Au/km^2 para CRV de Yilgarn, Australia.

La distribución temporal de los más importantes depósitos, excluyendo al controversial Witwatersrand, ocurrió 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 de material vía subducción, relacionados con el extremo calentamiento en la base de la litosfera.

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 largos, 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 Ga - 0.6 Ga se debe al retrabajamiento y reciclamiento que se produjo durante las orogénesis tipo Grenville y Brasiliano-Pan Africano, con los procesos de colisión, aglutinamiento y erosión de gran parte de esos depósitos de oro.

Las **Figuras No. 89, 96 y 97** muestran las localizaciones de los principales recursos minerales de Sur América, del Escudo de Guayana y del Distrito Aurífero El Callao, respectivamente.

Depósitos Orogénicos de Oro en el Tiempo y en el Espacio

Los DODO del Arqueozoico se formaron en ambientes de márgenes convergentes, en y cerca de zonas de suturas, arcos de islas-continentes **(Kerrich y otros, 2005)** que dieron lugar al acrecionado o amalgamado supercontinente Kenorlandia, es decir, bajo orogenias tipo Cordilleranas, pero a mayor profundidad (3-20 km) que los depósitos auríferos de pórfidos de Cu-Au y epitermales de Au-Ag, durante procesos tectónicos compresionales y de deformación transpresionales que estabilizaron los orógenos huéspedes de la mineralización.

Estos depósitos se registran desde hace 3.4 Ga y sus máximos coinciden con los de crecimiento de corteza juvenil continental (2.7 Ga y 1.9 Ga), bajo grandes cantidades de flujo de calor por su relación con plumas de calor "catastróficas".

La escasez de los mismos en el lapso 1.7 Ga - 0.6 Ga se debe a problemas de preservación, por una litosfera subcontinental más densa, menos boyante y más sujeta a la erosión, en un tiempo en parte glacial o una tierra total de bola de nieve ("snowball Earth model"), desarrollados durante parte de la disrupción de los supercontinentes Columbia primero y Rodinia después **(Groves y otros, 2005).**

La nueva abundancia de los DODO, luego de los 0.6 Ga, implica un regreso a la actividad de tectónica de placas, zonas de subducción y de convergencia. Sin embargo, por un lado la gran abundancia de depósitos de oro paleoaluvionales más jóvenes de 0.6 Ga, la escasez de DODO gigantes como en el Neoarqueozoico y Mesoproterozoico, y por la otra, la ausencia de los DODO implica dos cosas:

1. Que tales depósitos del Fanerozoico han sido parcialmente erosionados y depositados en tales aluviones, y

2. Que el tiempo mínimo de levantamiento y exposición de estos DODO, desde su profundidad de formación a la superficie, al menos toma 50 Ma.

En conclusión: los DODO se formaron a lo largo del tiempo desde hace 3.4 Ga o más hasta hoy por similares procesos tectónicos con zonas de subducción y de convergencia tectónica hacia y después de cada cierre oceánico.

Sin embargo, el mayor calor y plumas catastróficas de calor, con una tectónica de placas modificada o condicionada por tales plumas, en el Neoarqueozoico y Paleoproterozoico y la mayor boyancia de la litosfera subcontinental de esos tiempos, produjo más gigantescos DODO, y no pudieron ser mayormente erosionados en comparación con los DODO del Fanerozoico.

Los DODO se caracterizan por estar incluidos en áreas deformadas, metamorfizadas (generalmente en Facies Esquistos Verdes, localmente Epidoto-Anfibolita y Anfibolita), tienen bajo contenido de sulfuros, aunque el oro está 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 CO_2, asociados a grandes estructuras compresionales y transpresionales.

Los fluidos se liberaron por presiones supralitostáticas y las vetas de cuarzo aurífero se formaron entre 200º C - 650º C y 1 Kbar a 5 Kbar de presión.

Las áreas aflorantes precámbricas del mundo, que suman 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, sólo el Neoarqueozoico cuenta con más de 400 M oz de Au (Yilgarn de Australia, Superior de Canadá, Kolar de Rusia), sin considerar el gigantesco Witwatersrand de Sur África.

El oro producido durante el Paleoproterozoico se reduce aproximadamente a unos 200 M onzas de Au (África Occidental, Norte de Sur América, Homestake de USA); muy poco oro en el Mesoproterozoico y menos de 100 M onzas de Au en el Neoproterozoico (Siberia ¿).

Las épocas auríferas y no auríferas precámbricas son, como se indica:

- 3.8-3.5 Ga:
  Muy poca producción de oro de depósitos orogénicos
- 3.5-3.0 Ga:
  Muy poca producción de oro de depósitos orogénicos excepto Barbeton
- 3.0-2.5 Ga:
  Lapso mayor productivo de oro
- 2.5-2.15 Ga:
  Lapso estéril total de oro
- 2.15-1.8 Ga:
  Lapso muy productivo de oro
- 1.8-1.2 Ga:
  Lapso casi estéril de oro
- 1.2- 1.0 Ga:
  Lapso de baja a muy pobre producción de oro
- 0.75-0.6 Ga:
  Lapso algo productivo de oro

En resumen, los intervalos más productivos auríferos ocurrieron en 2.7 Ga - 2.5 Ga y 2.1 Ga - 1.8 Ga, los cuales, a su vez, son los de mayor desarrollo o creci-

miento de la corteza continental a partir de material juvenil del manto superior, vía amalgamación de CRV y rocas asociadas.

Estos períodos de gran crecimiento de corteza reflejan cambios en la distribución de calor de la Tierra. Plumas del manto resultante de convección, pudieron producir vastas cantidades de calor y de generación de nueva corteza debido a la fusión por descompresión en la base de la litosfera a profundidades debajo de la discontinuidad de baja velocidad sísmica a <660 km.

Es relativamente indiferente, en gran medida, los predominios litológicos de las rocas cajas, ya que las concentraciones de depósitos auríferos y sus magnitudes están íntimamente relacionados al crecimiento de la corteza, particularmente importante en 2.7 Ga - 2.55 Ga y 2.1 Ga - 1.8 Ga, sin influir de inmediato las rocas cajas y/o los plutones intrusivos.

Entre los depósitos más famosos mundiales de 2.7 Ga - 2.5 Ga, se tienen los de Yilgarn, Superior, Kolar, Zimbabwe, Slave, San Francisco de Brasil y Tanzania. Los depósitos más famosos de 2.1 Ga - 1.8 Ga son los de África occidental, del cratón Amazónico y del orógeno Trans-Hudsoniano. Se cuentan muy pocos DODO en el período 1.7 Ga - 0.6 Ga, entre los que destacan los depósitos de Siberia (850 Ma), Egipto, Arabia Saudita, etc., del Neoproterozoico en la disrupción de Rodinia y durante la Orogénesis Brasiliano-Pan Africana.

El hecho de que depósitos de sólo 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 Proterozoico, se preservaron porque carecen de historias evolutivas cratonizantes, es decir, que se trata de escudos muy estables en que se adiciona material a las márgenes, pero no se destruyen ni se reciclan importantes cantidades de áreas mineralizadas internas.

Sin embargo, lo que sí parece crítico en la formación de los DODO 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 (400º C - 500º C), entonces los sulfuros serán parcialmente liberados en los fluidos hidrotermales, quizás vía desulfurización 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 sulfuros, 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.

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

El estilo de la tectónica de placas tampoco parece ser crítico en la formación de los DODO. Cualquier proceso, tipo pluma del Arqueozoico o de subducción/colisión de tectónica de placa más moderna, o la combinación de ambos, actuando sobre y en una corteza juvenil hidratada y rica en sulfuros, pueden producir el mismo tipo de DODO.

Lo que sí es crítico en la formación de depósitos gigantescos de oro orogénico del Arqueozoico y Paleoproterozoico **(Biertein y otros, 2007),** parece ser una mayor inestabilidad litosférica acompañada de un pronunciado levantamiento astenosférico en el tiempo de mineralización aurífera para una más efectiva transferencia de flujo de calor para iniciar y sostener un consecuente alto tráfico de fluidos hidrotermales, y todo ello coincidente con los máximos de crecimiento de corteza continental, cuyas edades se señalan más adelante.

Eventos catastróficos de plumas mantelares, mayor espesamiento de la corteza continental, procesos tectónicos de placas de acreción-subducción, colisión o aglutinamiento de terrenos oceánicos, delaminación de corteza oceánica subductada y subducción final de "ridges" en expansión o deriva, condujeron a respuestas de levantamientos astenosféricos, los cuales llevaron a levantamiento y arqueamiento litosféricos, fusión parcial, desvolatización, nueva actividad volcánica, formación de nueva corteza juvenil con corteza hidratada oceánica cubierta por metasedimentos carbonáceos marinos, promoviendo la formación de fluidos hidrotermales, su circulación y precipitación para dar origen a los DODO.

Los procesos pericratónicos y de fraccionamiento ígneo parecen no tener mayor importancia en la formación de los DODO.

La extensión de este recorrido de fluidos hidrotermales debe estar relacionado con el espesor de la subyacente litosfera de una provincia geológica durante el tiempo de la mineralización aurífera por lo que los depósitos gigantes (>16 M oz Au) de oro orogénico, se desarrollan más favorablemente en orógenos con una corteza oceánica o delgada corteza continental litosférica.

La naturaleza de la litosfera también tiene influencia en la concentración intrínseca de oro en las rocas potenciales, tales como basaltos de la cuenca atrás "riftada", del arco, basaltos transicionales (basandesitas) y basanitas enriquecidas relativamente en oro en comparación con otras rocas. Corteza oceánica primitiva o juvenil es favorable para llevar oro y sulfuros que serán las fuentes mineralizantes de los fluidos hidrotermales posteriores que darán lugar a grandes y gigantescos depósitos de oro orogénico.

La importancia del aporte de calor astenosférico es también importante por promover y mantener una fusión parcial y desvolatización de la parte inferior de la corteza, iniciándose así a niveles más superiores los sistemas hidrotermales auríferos.

El alto flujo de calor proveniente del manto está relacionado con inestabilidades de la litosfera inferior, que puede originarse por:

1. Secciones adelgazadas por un terreno en movimiento sub-placas, de suelos de corteza oceánica, durante importantes ascensos del nivel del mar.
2. Plumas mantelares de calor que ponen material astenosférico caliente en contacto con la parte basal de la corteza, adelgazada y arqueada con/sin "rifting" continental y
3. Erosión o delaminación de corteza oceánica subductada, agrandando la cuña del manto suprayacente.

Por lo tanto, además de las edades críticas (2.7 Ga - 2.55 Ga; 2.1 Ga - 1.8 Ga;. 0.8 Ga - 0.6 Ga; 445 Ma - 340 Ma y 285 Ma - 070 Ma y limitaciones litosféricas ya resumidas, la historia sin y post-acrecionaria tectónica de un terreno es crítica en definir o facilitar la formación de un DODO.

Elementos trazas, isótopos de Sm-Nd y Lu-Hf, edades e isótopos Re-Os, SHRIMP U-Pb dataciones en núcleos de zircones no recristalizados y la historia evolutiva de esos zircones, según las dataciones de sus bordes recristalizados, aportan buenas guías para caracterizar un posible terreno fértil para la formación de los DODO.

Los factores más críticos en la formación de los DODO de edad Fanerozoico, son:

- Presencia de un sustrato de corteza juvenil o primitiva corteza hidratada oceánica que provee las fuentes de oro y sulfuros.
- Aporte astenosférico de alto flujo de calor, con/sin pluma de calor, que promueve fusión parcial y desvolatización de la parte inferior de la corteza.
- Una tectónica intensa con abundantes fallas inversas de buzamiento de ángulo alto.
- Desplazamientos transcurrentes importantes.
- Evolución del sistema acrecionario-subducción que promueve la formación de cuencas detrás del arco, "riftado" o no, con prolongada circulación de fluidos hidrotermales.

Los terrenos Buller y Victorian de Australia cumplen con cada uno de los requisitos enumerados anteriormente para que se formen DODO en el Fanerozoico de esas regiones de Australia.

Aunque la naturaleza de la litosfera juega un papel crucial en la formación de provincias de oro orogénico, con uno o más depósitos gigantescos de oro, el lugar preciso para la formación de tales depósitos gigantescos también depende de la conjunción crítica de varios factores a la vez, que controlan los conductos de los fluidos mineralizantes, tales como fallas, intersección de fallas, trampas y sellos, zonas reductoras en terrenos tectónicamente apropiados en orógenos acrecionales.

Aceptando algún tipo de tectónica de placas en el Arqueozoico, todos los depósitos gigantes de oro orogénico (DODO), de esa edad se localizan en orógenos formados por acreción de uno o más terrenos alóctonos y corteza oceánica asociada pre-existente a márgenes continentales.

Además, los DODO se formaron esencialmente en períodos de historia geológica, cuando actividad de plumas mantelares y/o movimientos de placas tectónicas produjeron un mayor crecimiento de la corteza continental.

CRV del Neoarqueozoico, en particular, que contiene importantes DODO, muestran tectónica geométrica lineales y se caracterizan por una asociación petrotectónica típica de cuencas delante y detrás del arco de islas.

Cada uno de estos DODO se producen en o cerca de los bordes o límites con pre-existente basamento, como se induce por xenocristales de circón y datos de Sm-Nd relacionados a fusión del manto subyacente al arco hacia 2.7 Ga - 2.55 Ga.

Existe una notable relación inversa entre la longitud de corteza costral pre-existente y la ocurrencia de DODO en cada orógeno. Uno de esos orógenos con DODO bien estudiado, es el de Abitibi, Canadá, con más de 400 M oz Au, que contiene al menos dos DODO (McIntyre-Hollinger y Kirkland Lake) y más de seis grandes depósitos de oro orogénico (>3 M oz Au).

La mineralización aurífera se originó al final de la formación y tectonización y aloctonía del CRV de Abitibi (resultado de la amalgamación de 10 o más terrenos de CRV), caracterizado por pocos xenocristales de circón y primitivo eNd en un lapso inferior a 50 Ma de volcanismo preformación de depósitos auríferos **(Biertein y otros, 2007).**

Las asociaciones TTG se emplazaron como grandes diápiros, produciendo deformación, plegamiento y metamorfismo en los CRV circundantes, y se especula que tales estructuras diapíricas están 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 sintectónicos a tectónicos tardíos y, por lo tanto, ese proceso diapírico 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.

Así pues, la tectónica de placas de compresión con zonas de subducción es conveniente **(Figura No. 87)** pero no es un requisito ni único 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 relación entre la actividad hidrotermal y eventos relacionados de subducción debajo de un borde continental activo, tipo Cordillerano como el propuesto por **Kerrick y otros (2000).**

La carencia de abundantes e importantes DODO en el lapso 1.7 Ga - 0.6 Ga parece ser más bien una función del cambio en el tipo de crecimiento de la corteza continental, menor boyancia, eventual y particularmente relacionada a una dinámica de placas en una tierra en enfriamiento y a la erosión, en particular de depósitos epitermales.

Una tectónica de placas más moderna, similar a la actual, que estaba asociada al crecimiento del supercontinente Rodinia, 1.3-1.0 Ga, **(Figura No. 95),** condujo a la formación de corteza juvenil que fue añadida como fragmentos irregulares alrededor de las márgenes de cratones más 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 móviles, altamente tectonizados y metamorfizados, como las referidas granulitas, con raíces profundas, excluyen que en ellos y por debajo de ellos pudieran existir áreas favorables de DODO por ser de mayor P y más elevadas T.

Condie (1998) sugirió tres pulsaciones mayores en el Arqueozoico: 3.0 Ga, 2.7 Ga y 2.5 Ga que culminaron en el supercontinente a 2.5 Ga Kenorlandia o Guayanesis de **Mendoza (2000).** Estas pulsaciones concuerdan en general con la periodicidad de los depósitos de vetas DODO del Neoarqueozoico.

El máximo de estas pulsaciones estuvo ligado a los desarrollos auríferos de Witwatersrand (2.8 Ga) y Yilgarn (2.7 Ga) y a importantes plumas de calor. En Venezuela no hemos encontrado aun DODO del Neoarqueozoico, aunque las edades del Supergrupo Pastora y, en particular, de la Formación El Callao todavía no han sido claramente determinadas.

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 Ga - 1.95 Ga, máximo también de la orogénesis Transamazónica.

Entre 1.8 Ga a 1.7 Ga ocurrió un cambio gradual de plumas de calor a una tectónica de placas, de una Tierra más vieja y más caliente a una Tierra más fría, con mayor influencia de la tectónica de placas en tiempos más jóvenes, sobre plumas de calor.

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

La aplicación de la tectónica de placas y la obtención de datos geocronológicos 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 ayudará un poco a comprender la formación y evolución de los depósitos de oro de Guayana.

- Mesoarqueozoico: >3.0 Ga, CRV de Barbeton, Sur África, con altos contenidos de rocas ultramáficas, incluso comatiitas y de mineralizaciones ricas en arsenopiritas, contienen innumerables DODO en vetas asociadas a zonas de cizallamiento importantes (Sheva Fault de Barbeton, etc.) y también asociadas a plumas de calor.

- Neoarqueozoico: 2.8 Ga - 2.55 Ga. Este fue un período excepcionalmente favorable a la formación de estos DODO en el cratón Kaapvaal de Sur África, 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 cratón 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 cratón de Zimbabwe, de Bulyanhulu

del cratón de Tanzania; del Cuadrilátero Ferrífero del cratón San Francisco y de los CRV de Dos Carajás de Brasil y otros menores en Wyoming y Fenoescandinavia.

- Paleoproterozoico: 2.1 Ga - 1.8 Ga. Entonces los CRV contienen menos rocas ultramáficas, casi no hay comatiitas y abundan las rocas sedimentarias y las tobas félsicas hacia el tope de los mismos. Algunos de estos CRV culminan con BIF. Entre los DODO se mencionan los relacionados con el final de la orogenia Eburnean, como Ashanti de África Occidental, de la orogenia Ubendian de Tanzania, la Transamazónica de Sur América, como el CRV de Itapicuru del cratón San Francisco, Tapajós-Parima de Brasil; El Callao y Las Cristinas de Venezuela y Omai de Guyana del Escudo de Guayana, Homestake de la orogénesis Trans-Hudsoniana.

- Los innumerables y muy importantes DODO formados en el período 2.8 Ga - 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 Tierra 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. Por ello, los depósitos tipo epitermales o poco profundos, cercanos al borde continental activo sobre una zona de subducción, son poco frecuentes en el Precámbrico o, simplemente, fueron erosionados.

- Meso y Neoproterozoicos: 1.7 Ga - 0.54 Ga. Es decir más de 1 Ga de la historia del Planeta con muy escasos DODO, principalmente porque ese fue un tiempo de "rifting" o disrupción intracontinental con magmatismo anorogénico, con la formación de granitos rapakivis (aunque en Olympic Dam, Australia, el depósito de Cu, U, REE contiene algo de oro y plata), 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 1.1 Ga.

- Luego se produjo la disrupción de Rodinia, hacia 0.75 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 Cratón San Francisco de Brasil.

- Paleozoico: 0.54 Ga - 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 océano Iapetus, entre Báltica, Laurentia y Avalonia.

- En el Paleozoico Medio a Tardío, los DODO asociados ahora a la orogénesis Varística, 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 Francés, parte central de Asia (Muruntau, Kumtor) y NW de China (Wulashan). La colisión simultánea de Kazakstania-Euroamérica dio lugar a la formación de DODO del orógeno de los Urales (como en Berezosk).

- Mesozoico: 0.25 Ga - 0.07 Ga. Con la disrupción de la Pangea y el desarrollo de las zonas de subducción del Pacífico, debajo de las Américas, y las separaciones de las Américas entre sí y de África y Europa, entre otros hechos, se produce una serie de DODO, mayormente de tipo meso y epitermales, próximo al borde occidental activo de las Américas, como los DODO Moder Lode, Río Bridge, Klondike, 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 precámbrico del Norte de China y en Alaska, como los depósitos del cinturón tectónico de Juneau.

- Cenozoico-Presente: 0.06 Ga - 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 Terciario y, algunos de ellos siguen en el Presente, por lo cual, ante esta gran e importante actividad tectónica también se han formado muchísimos e importantes DODO, como en el Precámbrico, pero menos profundos, vale decir, meso, epizonales, tipo "cordilleranos" como los de Chile y Perú, y aún superficiales (VMS) y asociados a pluma de calor como los de Nevada.

- La distribución de los DODO de <0.6 Ga al presente se correlaciona con terrenos de bajo grado metamórfico (FEV o menor) que circundan terrenos del Neo y Mesoproterozoico.

• Si en el Meso y Neoproterozoico se desarrollaron DODO y los mismos fueron del tipo poco profundo a epitermales (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 Ma 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, están 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. Ese es un depósito en formación, orogénico de oro, Cordillerano, epitermal que está asociado a profundidad a pórfidos de Cu-Au-Mo.

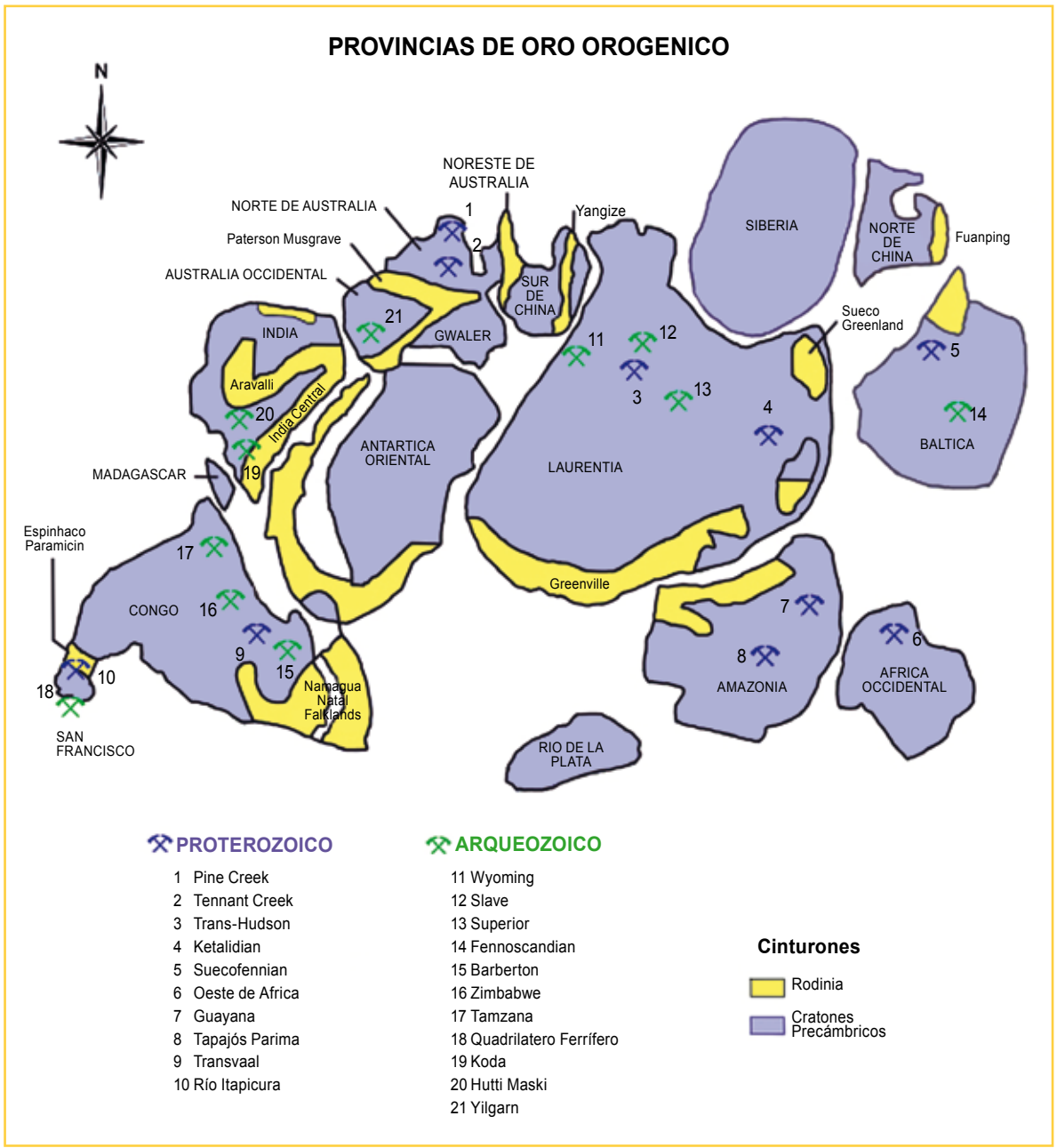


FIGURA No. 95 Distribución de las principales provincias de oro orogénico al final del Proterozoico con la reconstrucción del Supercontinente Rodinia *(Tomado de Goldfarb y otros, 2001)*

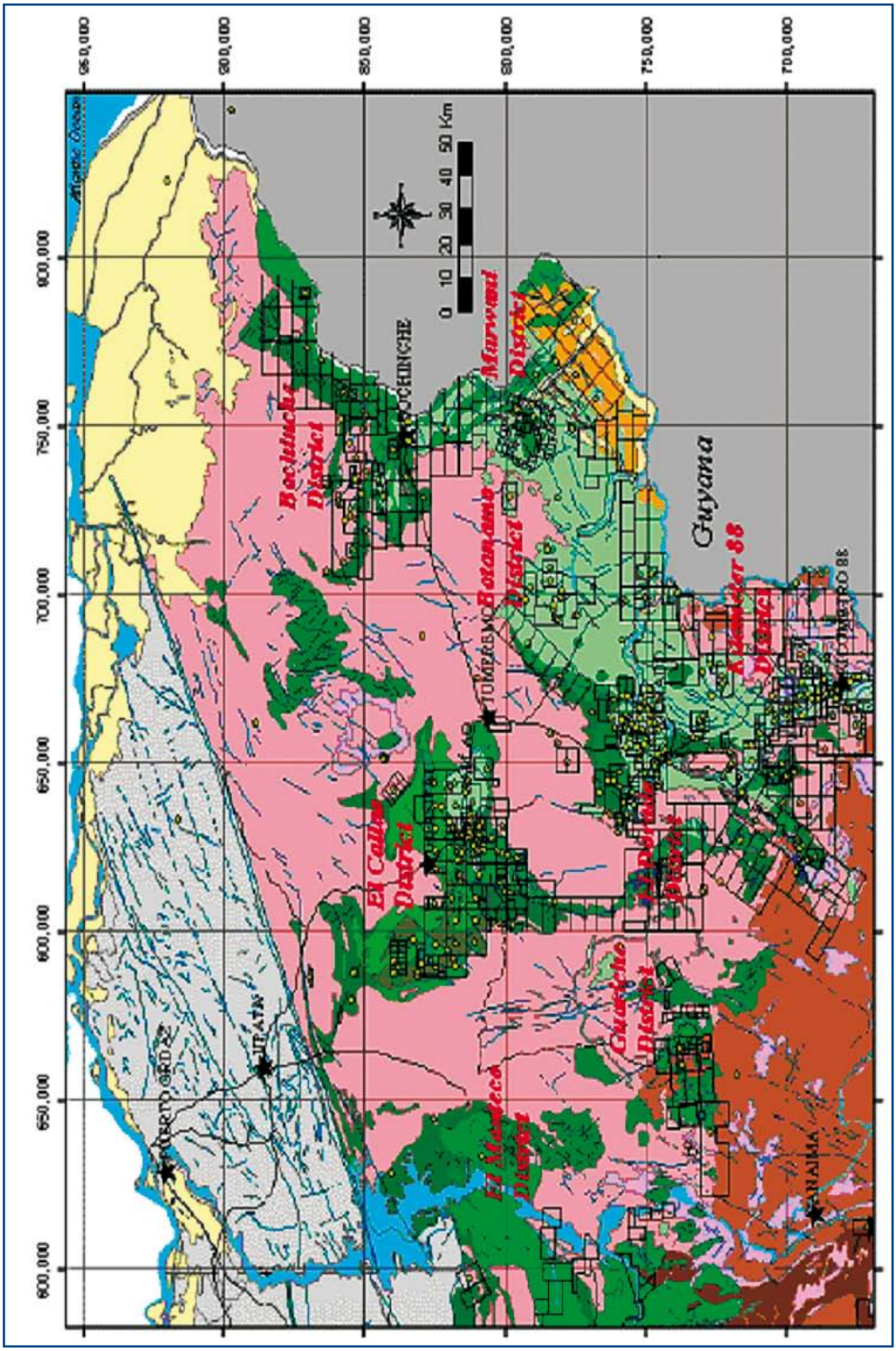


FIGURA No. 96 Depósitos de oro conocidos en Venezuela y su relación con terrenos granitoides – rocas verdes del Proterozoico Temprano *(Tomado de Mendoza, 2000)*

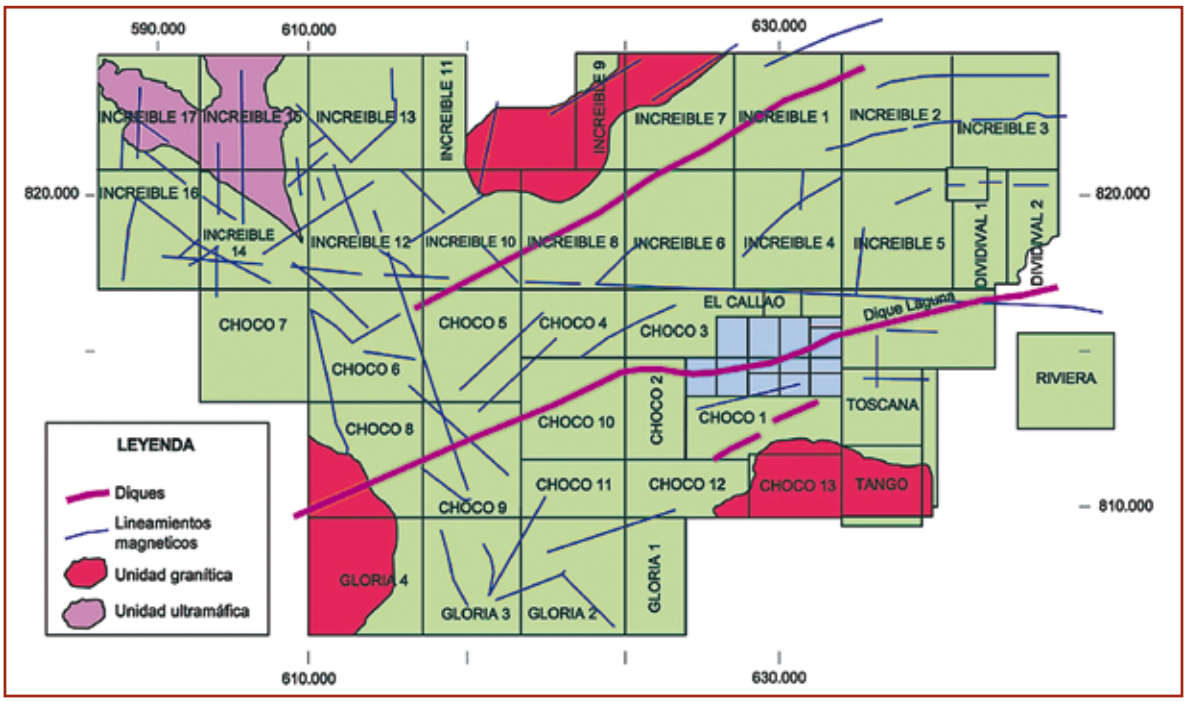


FIGURA No. 97 Mapa aeromagnético y estructuras principales (diques Laguna, Guasipati y otros) del distrito aurífero El Callao *(Tomado de Mendoza, 2000)*

Depósitos de Oro en la Provincia Geológica Pastora

En el Escudo de Guayana el **USGS-Tecmin (1993)** confirmaron la existencia de más de 460 localizaciones mineras con alguna explotación aurífera. En el EG no se localizan, al parecer, minas de edad Arqueozoico sino de edad Paleoproterozoico, en su gran mayoría, y algunas pocas Meso y Neoproterozoicas. Anomalías geofísicas, geoquímicas, controles estructurales y litogeoquímicos, y la presencia o éxito de mineros informales son los principales parámetros utilizados en la localización de estas ocurrencias auríferas.

El oro se presenta en muchas formas, pero las comunes son de cuatro tipos:

1. Vetas de oro orogénico (DODO) o "mesotermales"
2. Depósitos de pórfidos de oro, y de oro-cobre
3. Depósitos de oro asociados a sulfuros masivos volcánicos y sedex
4. Depósitos de oro en conglomerados y sedimentos fluvio-deltáico, 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 orogénesis Transamazónica, en los estados finales de colisión de placas o cierres oceánicos, y se localizan relacionados a grandes zonas de suturas NE, tipo Gurí y NW tipo Caura-Cabruta, aunque el tectonometamorfismo fue intermedio, es decir frágil-dúctil y facies de esquistos verdes y epidoto-anfibolita. 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 aurífero 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 estos tipos, entre los que se 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 sílico-carbonática-sericítico-pirítica, 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 dioríticos, como en Las Cristinas, Brisas del Cuyuní, 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 preferentemente. La mineralización aurífera ocurre en y alrededor de los pórfidos, generalmente de composición diorítica a granodiorítica, emplazadas a niveles subvolcánicos y coevales con las rocas volcánicas andesíticas y dacíticas. Tales depósitos se relacionan con fallas o alineamientos tectónicos regionales, paralelos a la antigua zona de subducción.

Las Cristinas es interpretado como un depósito modelo pórfido de oro-cobre, similar en cierto modo a Omai, Valle Hondo, etc. No obstante, en Las Cristinas, más del 30% del oro está en vetas de hasta con 1 m de ancho con un tenor de 10 o más g/t Au.

Los depósitos de oro asociados a sulfuros masivos volcánicos (SVM) ocurren en zonas disruptadas 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 SVM.

Entre los sitios más favorables se citan el del Valle del Río Marwani, donde coliden en ángulo alto ambos tipos de CRV (allí los cherts mineralizados y los sulfuros son abundantes); la zona de contacto del CRV del tipo Pastora con el CRV tipo Botanamo, donde anomalías importantes de Cu-Ni-Co, cherts mineralizados y duricostras ricas en sulfuros oxidados, han sido observadas y al N-NW de La Camorra en el contacto de CRV, tipo Botanamo con CRV, tipo Pastora, en y cercano a Belkis, depósito de sulfuros perforado por Tombstone, con Zn-Cu y muy bajo contenido de oro.

Los principales distritos auríferos de la Provincia Pastora **(Figura No. 89)** son los siguientes:

- Distrito Aurífero El Manteco
- Distrito Aurífero El Callao
- Distrito Aurífero Bochinche
- Distrito Aurífero Botanamo
- Distrito Aurífero Marwani
- Distrito Aurífero Guariche
- Distrito Aurífero Camorra-El Dorado
- Distrito Aurífero Kilómetro 88

DISTRITO AURÍFERO DE EL CALLAO

El Distrito Aurífero de El Callao (DAEC) es el de mayor tradición y el mejor conocido 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 en Venezuela, 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. Algunos autores indican que en Coro y otros en Barquisimeto fue donde se localizó oro por vez primera. La geología de esas zonas no parece apropiada para la ocurrencia de depósitos de oro.

Las minas de Aroa fueron propiedad del Libertador Simón Bolívar, quien las reclamó al Gobierno del general Páez, para dejarlas como herencia a sus sobrinos naturales; pero el Gobierno de Venezuela hizo caso omiso a la solicitud del entonces casi moribundo Libertador de América.

El DAEC es muy similar al CRV de Abitibi y para El Callao, Mendoza **(CVG 1992, informe inédito)** estimó unas 2.000 t de oro. Guillioux **(Minerven, 1994 informe inédito)** calculó un potencial de 740 t de oro en sólo 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 km^2 con un potencial mínimo de unas 5.000 t de oro. **(U.S.G.S- CVG Tecmin, 1993).**

Mendoza (1988) estimó ese potencial promedio en unas 8.000 t de oro y **Sarmenteros (1991)** en 10.000 t de oro. **Tecmin (1993)** con el USGS determinó un potencial de 4.3 a 5.4 grandes depósitos por cada 1.000 km^2 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 Cuyuní y Las Cristinas, se han probado unos 30 millones de onzas de oro, pero su potencial final de extracción, dependiendo especialmente de los precios del oro, podrían ser mayor al doble de esa cantidad presente, es decir que sólo esos dos depósitos gigantes 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 **(Figuras No 92 y 93):**

- NE tipo Colombia-América de Minerven, Lo Increíble, Bochinche, Las Cristinas, y otras.
- NS tipo Coacia-Chocó, Fosforito, Day, etc.
- NW como Laguna, La Camorra Zona Principal, Trend Morrocoy de Las Cristinas (Mezones, Hofman, Córdova), San Pollo, San Antonio, y otras.
- 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 70º W con la Veta Betzy, EW, o la de la Veta Chile, EW, con el trend Colombia-Laguna. N 60º E, hacia la zona de las parcelas Chocó 2 y Chocó 10 en el Distrito Aurífero de El Callao, etc.).

Sidder (1995) 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 los del CRV del Birrimian inferior de África Occidental, en particular a los de Malí (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 10º a 30º 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 FeO (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 de La Paragua 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 Gurí N 70º 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 también NE, pero que forman un ángulo mayor con la Falla de Gurí, como Las Cristinas, Quebrada Amarilla (N 50º E) a EW como la Mina Chile, Betzy, Canaima, Botanamo con Nuevo Callao, etc.

Las rocas del Complejo granítico Supamo y de granitos más jóvenes, suelen contener poco (2-3% del oro total) o 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 magmáticos que se añaden a los fluidos 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 300 toneladas de oro entre los años 1829 y 2005, con una producción pico, aun no igualada, de 8.194 kgs de oro de la mina El Callao en el año 1885 **(Locher, 1972)** procesada con mercurio (para entonces aún no se usaba en gran escala el cianuro para la recuperación de oro).

MINERALIZA-CION	LITOLOGIA	ESTRATIGRAFIA	PRINCIPALES TIPOS DE ROCAS	ESTRUCTURAS MINERALI-ZADAS	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. Diques o Sills de Diabasa Lavas Máficas Basaltos Andesitas Dique de Porfido Andesitas		Nivel de Tobas (lapillis) Nivel de Chert. Lentes de Tobas Zonas de “Chert zone” con vetas de Cuarzo. Nivel de conglomerados Argilitas. Chert. Vetas de Cuarzo. Basalto. Andesitas con Hornblenda. Andesitas con Carbonatos. Basaltos Comatíticos. Tobas Andesíticas. Tobs con Cristales. Tobas con Carbonatos. Tobas Variolíticas. Lavas Almohadilladas. Andesitas Alteradas. Vetas de Cuarzo. Andesitas alteradas	Vetas de Cuarzo Vetillas de Cuarzo Vetillas de Cuarzo	Carbonatos Difusos. Sílice (difusa) Vetas y vetillas de Cuarzo, Carbonato, Pirita, Óxidos de Hierro Carbonatos Calcita Epidota, Esfena. Pirita Gruesa o Fina Carbonatos
MINA COLOBIA	Sedimentación Exhalativos Dique Laguna Andesita			Vetas de Cuarzo	Calcita Dolomita Ankerita

TABLA No. 8 Columna litoestratigráfica de las minas Colombia y Sosa Méndez *(Tomado de Aray, 1994)*

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
Densidad Real (gr/cm3)	2,76	3,04	2,97	3,14
Área Específica (cm2/gr)x $1x10^4$	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 No. 9 Características mineralógicas y físicas de las vetas de Colombia y América *(Tomado de Aray, 1998)*

Minerven produce anualmente algo más de 3.000 kg (llegó a 4.000 kilos con el oro producido adicional de la mina Sosa Méndez en los años 2007 al 2009,) y cuenta con unas reservas mínimas probadas de 2.6 Mt con 9.2 g/t de Au. Bonanzas ("ore shoots") y/o un "bolson" mineralizado, recientemente encontrado 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-América (>1.9 M oz Au) y sus reservas (4.0 M oz Au) y el potencial hasta los 1.000 m de profundidad, este depósito debe superar los 8 M oz Au.

Guillioux (1997) resume que la mineralización se localiza en El Callao en zonas de cizallas con diferentes direcciones **(Figura No. 98):**

- Alineamiento Norte, N 70º- 80º E, de 8-10 km 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 70º- 80º E, y la veta Colombia de rumbo N 45º E), San Luis, Hansa y Panamá.

- Alineamiento Sur con las minas Sosa Méndez-Unión y Chile, de rumbo N 50º E.

- Alineamientos próximos a NS, 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 70-80º W, 80º 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 caja, basandesitas, altas en Fe, almohadilladas o no, próximas al Dique Laguna, sub-paralela a la fractura mayor del Escudo de Guayana como es la Falla de Gurí, formando unos 10º a 30º con él, con fuerte alteración de carbonatos ankeríticos, con niveles exalativos de argilitas y cherts. Desde el punto de vista evolutivo, **Guillioux (1997)** distinguió las siguientes fases:

- Emplazamiento de la secuencia volcánica (80%-90%)-sedimentaria de los CRV de Pastora
- Intrusiones félsicas (pórfidos cuarzo-feldespáticos) y máficas (gabroides a noríticas)
- Deformación regional (N 15º - 20º E) y cizallamiento con cloritización de la zona cizallada:
  - Aumento de la deformación a frágil-dúctil, metamorfismo regional
  - Alteración y cizallamiento en varias direcciones (N 70º- 80º E de Mocupia, N 40º E de Sosa Méndez, N 70º- 80º O de Nacupay y N 10º W de Gloria; **(Figura No 98)**
  - Desarrollo y circulación de fluidos hidrotermales metamórficos con fluidos magmáticos (presencia de turmalina) emplazándose las vetas y brechas de vetas en esas direcciones, y
  - 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 fueron más eficientes.

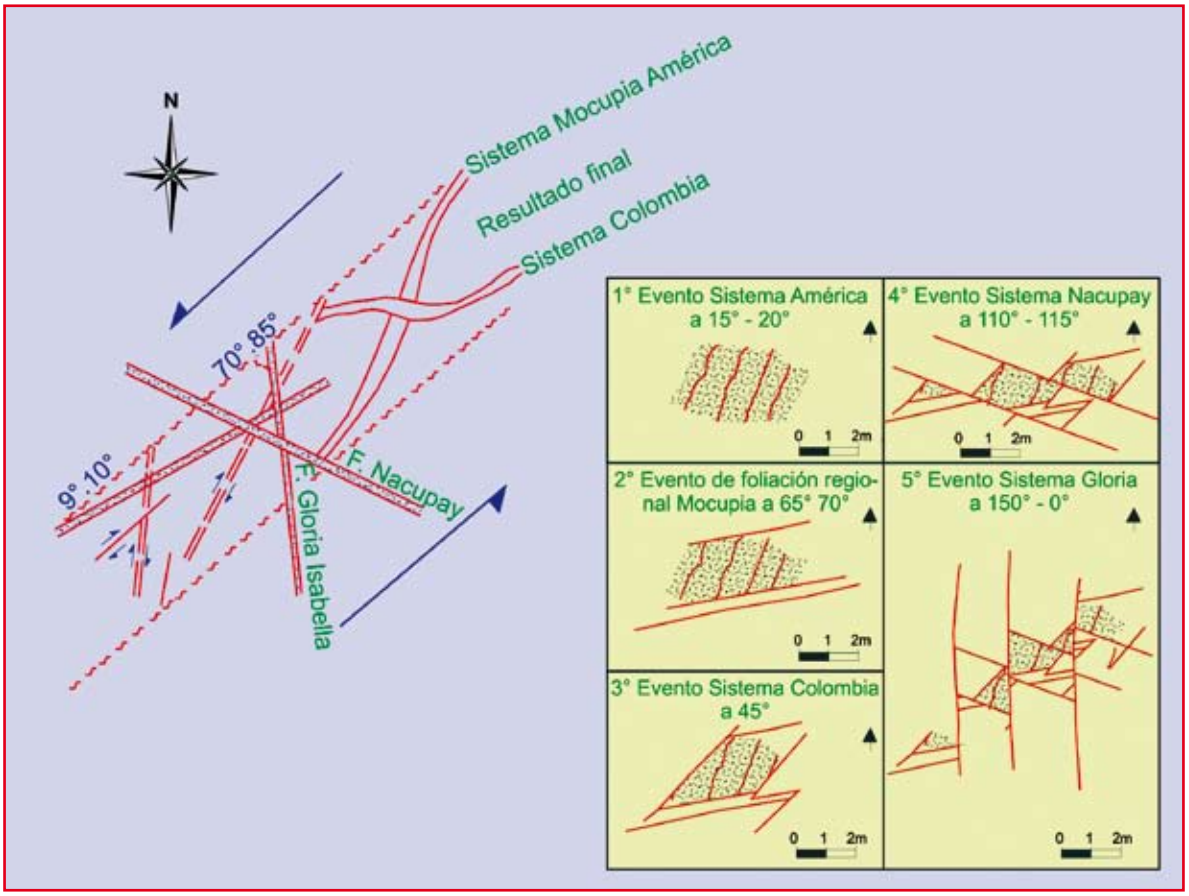


FIGURA No. 98 ***A.*** Modelo de Riedel aplicado a las vetas de la Mina Colombia **B.** Representación esquemática de la evolución tectónica y mineralización aurífera en El Callao *(Tomado de Guillioux, 1997)*

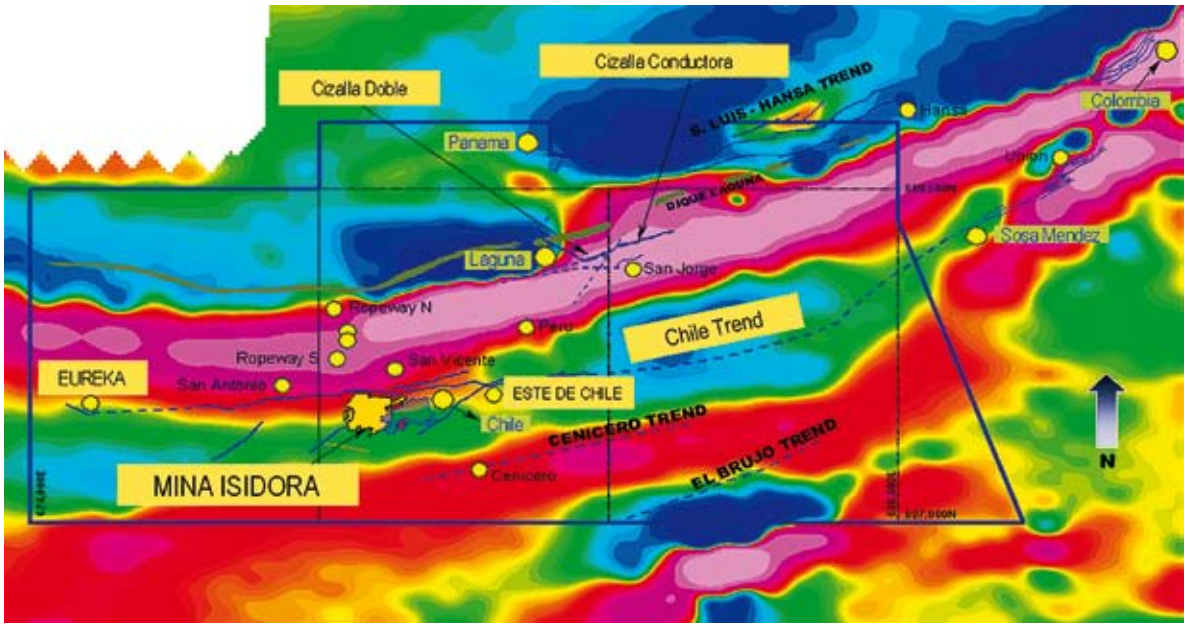


FIGURA No. 99 Levantamiento aeromagnético entre Minas Colombia y Chile, concesiones de CVG Minerven *(Cortesía de la Compañía Hecla de Venezuela C.A., 2005)*

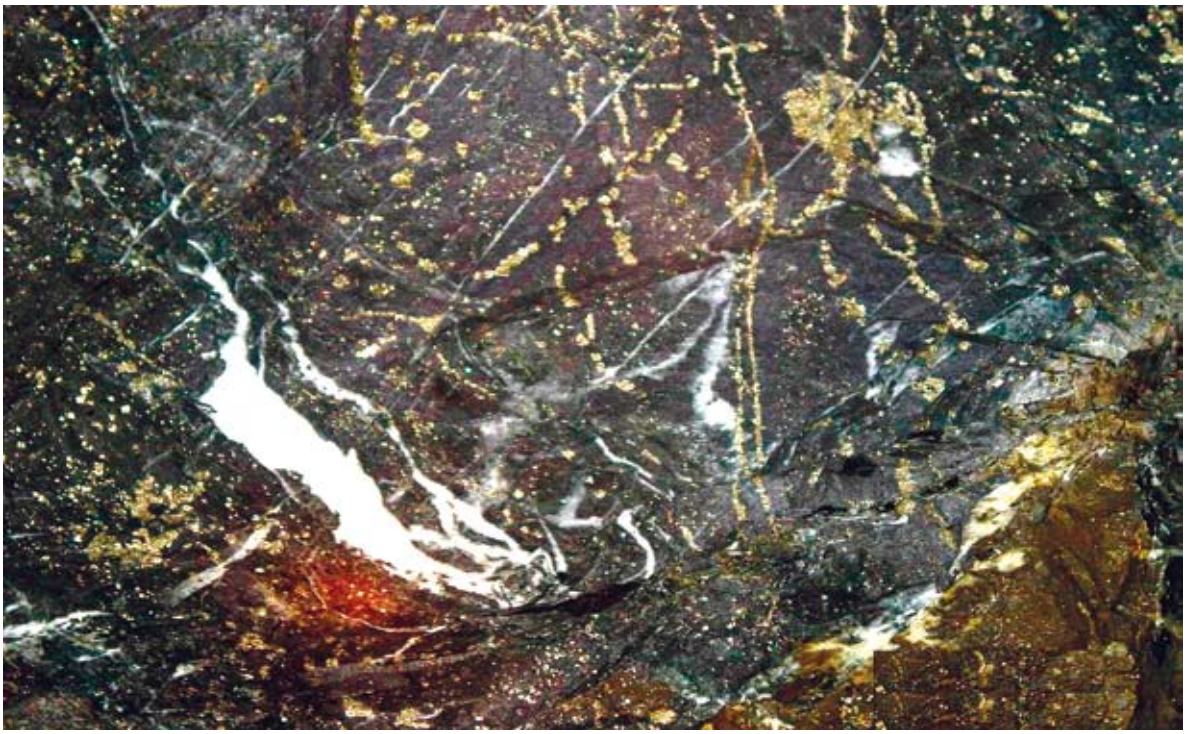


FIGURA No. 100 "Bolsón" mineralizado de alto tenor en el nivel 6 de la Mina Colombia de CVG Minerven, El Callao. Aquí las vetas de cuarzo aurífero, tipo Colombia y América, han desaparecido y sólo se observan fragmentos brechados y no brechados de cuarzo y vetillas de cuarzo en rocas ultramáficas muy alteradas y altamente piritizadas (>15%), con un mayor contenido de Sb y As *(Tomado de Mendoza, 2000)*

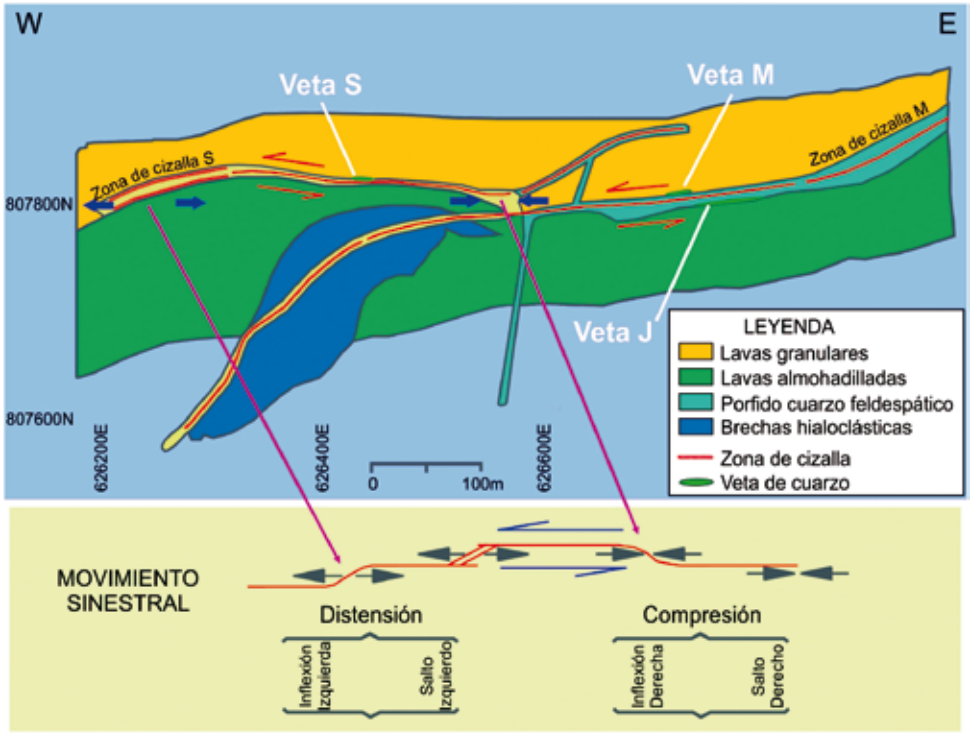


FIGURA No. 101 Relación geométrica entre las vetas S, M, y J correspondiente al modelo estructural de sistema de fallas sinestrales con inflexiones y saltos *(Tomado de Cecci, 2007)*

Zonas de cizallas paralelas a subparalelas a las fallas de Gurí 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, Paul Isnard y Guyanais y pasa a Surname, 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 Méndez-Unión y muchas otras, arrancan su historia productiva en la década de los años 1880, pero no fue hasta fines del siglo XIX (1897) que la Empresa Goldfields desarrolló y explotó la mina Laguna por casi 50 años hasta su paralización en el año 1946.

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 le queda un potencial hasta 1.000 m de profundidad de otras 80 t de Au.

La veta Chile produjo hasta ese mismo año de 1946 unas 400.000 t con un tenor promedio 46 g/t de Au (18.5 t de Au) y el MEM perforó 44 sondeos entre los años 1964-1972, sobre la base de los cuales **Reyes (1994)** 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 de Au.

Estudios aeromagnéticos realizados por la Compañía **Hecla (2003)** muestran varias tendencias **(Figura No. 99)** de hasta 7 o más km de longitud cada uno: 1. Trend Mina Colombia-Laguna N 75º E, 2. Trend N 50º E Sosa Méndez-Chile-Isidora-San Antonio-Eureka-Chocó; 3. Trend N 35º E Cenicero y trend Cerro Brujo-Nuevo México.

La Mina Isidora fue descubierta y evaluada por **Hecla (2003 - 2004)** y se localiza al Oeste de la Falla Pinochet y de la Vieja Mina Chile. La mineralización se concentra en la veta principal y en las vetas del "football", de rumbos EW y E-NE de bajo buzamiento, 40º al SW, y ocurre en dos formas: 1. En vetas de cuarzo masivas y 2. Stockworks.

El oro está asociado a eventos tardíos de alteración: ankerita y sericita que se sobrepusieron a otro evento anterior, rico en ankerita-clorita-sílice-calcita. Según **Cecchi (2007),** las vetas de cuarzo aurífero tipo S se localizan en las lavas granulares, en el contacto con las lavas almohadilladas y las vetas tipo M en las brechas hialoclásticas y en el contacto de las mismas con las lavas granulares. Los pórfidos de cuarzo-feldespatos se emplazan en el contacto entre la veta M y la roca techo, así como a lo largo del contacto entre la veta S y la roca caja. El pórfido tiene un ancho de 5 a 15 m.

El oro se presenta en las vetas de cuarzo en dos formas: A. Libre en tamaño, >10 micrones a tamaño visible con componentes menores de Ag, Bi, Te, y B. Aglomerados de pirita. Hecla perforó en el año 2004 cerca de unos 38.000 m. en más de 50 sondeos, evaluando un total de 570.000 t. con 29.7 g/t Au de recursos y reservas que fueron en gran parte ya explotados.

Mowat (1967) con más de 5.000 m de sondeos probó unas 870.000 t con 14 g/t de Au para la mina Sosa Méndez-Unión. La compañía china Chang Don subió estos recursos a más de 1.2 M de oz de Au.

Sin embargo, los geólogos Mowat, Guillioux, expertos de la Compañía de Asesoría Minera SRK 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, Campbell Red Lake de Canadá, etc.

La aseveración del decrecimiento del tenor con el aumento de la profundidad es válida para ciertos intervalos y, sobre todo, para depósitos de paleoplaceres como Witwatersrand de conglomerados uraníferos-auríferos, pero no es siempre válido para vetas hipo y mesotermales (orogénicas) de los CRV, por lo menos hasta 1.000 m o más de profundidad, por dos razones:

- Tectónica, por la intersección de zonas de cizallas cada vez más amplias y pronunciadas, con mayor porosidad-permeabilidad disponibles y

- Por el cambio litogeoquímico con la profundidad de rocas más competentes tholeiíticas más superficiales, o arriba en la secuencia de los CRV a rocas basáltico-comatiíticas y comatiíticas menos competentes, más bajas en la secuencia de los CRV, haciéndose la zona de cizalla y de intersección de cizallas mucho más amplias, pudiendo albergar mayor volumen de fluidos mineralizantes en vías de cristalización en ambientes reductores con alto contenido de carbonatos ferríferos 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 Bolívar Gold Corporation compró en el año 2002 el 70% de la compañía, con la participación heredada del 30% de Ferrominera Orinoco C.A.

BGC emprendió una nueva campaña de perforación, la cual concluyó evaluando unos 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 NS, denominados Rosika, Coacia, Rosika Oeste y Pisolita. Las reservan han ido aumentándose y hoy superan los 8 M oz Au.

CVG Minerven (2004) 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 metalavas, tipo Formación El Callao con intrusiones gabroides. En Cerro Gloria o Caiguao se encuentran en contacto esas rocas con metavolcánicas félsicas. En G3 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 graníticas del Complejo de Supamo y metalavas tholeiíticas El Callao, está marcado por la Falla NE Maputo. Pórfidos intrusivos están en contacto de falla (Falla Quebrada del Medio) con rocas sin diferenciar de la Asociación Carichapo.

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 tholeiíticas a rocas basáltico-comatiíticas, más ricas en MgO, menos competentes, con lo cual los espacios para 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 anchas, 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 falla 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 tholeiíticas de las Metalavas tholeiíticas de El Callao (más antigua) sobre esquistos cuarzo-biotítico-muscovíticos de la Formación Yuruari (más joven). **Day y otros (1995)** reportaron una edad de 2.131 ± 10 Ma. en circones por U-Pb, de tobas dacíticas 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 mineralización 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 falla o "melange" (esquistos sericíticos de la Formación Yuruari, mezclados con esquistos biotítico-anfibolíticos de la Formación El Callao) con vetas de cuarzo. El cuarzo de las vetas de Lo Increíble 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 o poco 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.). Actualmente la Empresa Gran Colombia Gold Corp., ha concluido una primera fase de perforaciones en los depósitos El Tapón, La Sofía y La Cruz, para unos recursos medidos e indicados del orden de 1 millón de onzas de oro, en menas de bajo tenor (<3 g/t Au). En una segunda fase exploratoria se evaluarán los otros depósitos localizados al N-NW de La Cruz **(Figura No. 103).**

FIGURA No. 102 Lavas almohadilladas y cizalladas, N 50º W, 55º W, de basandesitas y metabasaltos tholeiíticos espilitizados de la "Formación El Callao", aflorando en la carretera Guasipati – El Callao, nivel curva Lo Increíble, muy próximo al contacto fallado "Formaciones" Yuruari – El Callao *(Tomado de Mendoza, 2000)*

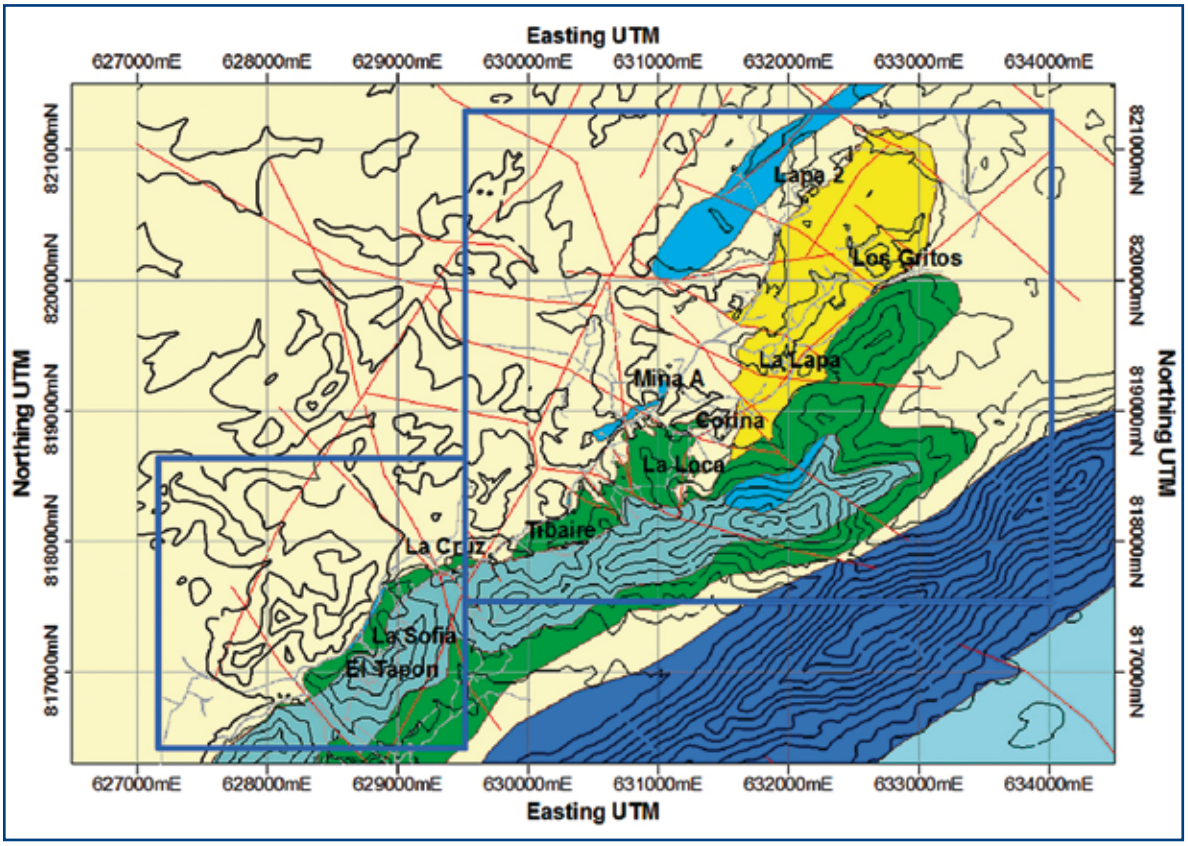


FIGURA No. 103 Mapa geológico simplificado mostrando el contacto fallado de la Formación Yuruari (color amarillo) con la Formación El Callao (colores verde referido a lavas basálticas almohadilladas y color azul claro que representa coladas de basaltos), con la localización de depósitos de oro. El color azul más fuerte representa la Formación Caballape *(Cortesía de la empresa Gran Colombia Gold Corp.)*

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 se sabe que las producciones hechas por los pequeños mineros son en cuarzo aurífero de alto tenor.

En el DAEC también existen depósitos saprolíticos, derivados de la meteorización y lixiviación de rocas gabroides, de bajo tenor, como los de PMG en las parcelas Chocó 4 y 10 que, sobre la base de más de 60.000 m de sondeos, evaluaron un potencial de cerca de tres millones de onzas de oro en menas con <2.8 g/t Au. Igualmente, en la parcela Chocó 6, ProminSur evaluó otra zona saprolítica 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.

El Complejo Aurífero Chocó 10 (CAuCh10) se localiza a unos 15 km. al Oeste del pueblo El Callao y geológicamente pertenece al CRV de Guasipati-El Callao. El CAuCh10, tipo oro orogénico, se localiza entre tres secuencias generales litogeoquímicas y litodémicas siguientes **(Phillips y otros 2007):**

1. Una secuencia inferior tholeiítica de: basaltos, brechas de tope de flujo y volcanoclásticas máficas.

Los basaltos son de dos tipos: masivos (granulares) y almohadillados, muestran metamorfismo regional FEV con la asociación mineral epidoto-clorita-tremolita-actinolita-albita, y metamorfismo de alteración de piso oceánico (con epidoto-clorita-albita ± anfibol y decrecimiento en cuarzo, calcita, biotita, magnetita y pirita).

Las brechas de tope de flujo (FB) son rocas brechadas con clastos de basalto y cemento de sílice-magnetita-calcita y pirita. Dado que esta unidad se repite en la secuencia tholeiítica, se sugiere que hubo varios topes de flujos basálticos que se enfriaron bruscamente en contacto con el agua del mar. El chert (CH) es a veces de color rojo intenso y representa origen exhalativo.

Las rocas volcanoclásticas máficas inferiores (SB) parecen ignimbritas o brechas con clastos de tamaño guijarro en la parte basal, y areniscas estratificadas con chert en la parte superior.

Las superiores (SU) incluyen en la base brechas o "conglomerados" o aglomerados volcánicos con cherts, jasperoides, clastos alóctonos y autoclastos de gran tamaño (algunos de >1 m de diámetro).

Hacia el tope se localizan tobas finas, menos máficas, que contienen carbón, lo cual puede ser indicativo de un fondo marino euxínico, anóxico y exceso de CO_2.

En el tope de la secuencia tholeiítica se continúan rocas similares a la SU, pero en este caso su composición química es más transicional hacia tipos calcoalcalinos y se denominan PM.

Las secuencias SU y PM se interpretan como flujos de masa, generados como consecuencia del apilamiento de los flujos basálticos **(Phillips y otros, 2007).**

2. Una secuencia intermedia calcoalcalina: rocas volcanoclásticas de composición intermedia-ácida, gruesa, de metatobas de lapilli y cristales y piroclásticas o ignimbríticas (PI); tobas de grano fino-medio de composición dacítica (SN) que alternan horizontes de cenizas con horizontes de cristal y lapilli. Localmente se observan porciones ricas en carbón. Cuarzo, sericita y clorita definen muy bien los planos de foliación, y calcita se aloja también a lo largo de ellos.

3. Una secuencia intrusiva: un lacolito de gabro (GB) y un plutón de tonalita. El lacolito leucocrático de gabro es de grano grueso, con márgenes de rápida cristalización de grano fino. Su composición es transicional de tholeiítica a calcoalcalina en oposición a la composición tholeiítica de los basaltos de la secuencia (MB). La tonalita trondjemítica porfirítica (TJ) intrusiona, al parecer, sólo la secuencia tholeiítica (contiene xenolitos de basaltos foliados y mineralizados), pero su más joven edad de toda la sección (2.117 Ma ± 3 Ma) implica que es más joven que todas las otras rocas, inclusive que los gabros.

No obstante, también esta tonalita ha sido alterada (sericita, carbonatos, albita, cuarzo y pirita) y presenta débil mineralización, es decir, que la mineralización es más joven de 2.1 Ga, esto concuerda con la edad de mineralización de Las Cristinas, Ashanti, etc, hacia 2.060 Ma - 2.090 Ma.

Estructuralmente el CAuCh10 es dominado por pliegues y foliaciones tectónicas dúctiles con cuatro generaciones de foliaciones: foliación continúa S1 que corta a S0 y ambas foliaciones son plegadas alrededor del sinclinal regional. Un clivaje de crenulación S2 que corta a S1 y coincide con la dirección del plano axial del sinclinal y otros dos clivajes de crenulación, no o poco penetrativos, S3 y crenulación diferenciada. S2 y S1 forman el dominio D2 de moderada deformación, y la mineralización de alto tenor generalmente se asocia a este tipo de deformación o dominio, mientras que zonas más deformadas, dominio D3 con S3 registran mineralización de más bajo tenor, aunque su volumen puede ser importante.

El clivaje de crenulación se ve acompañado por una gran pérdida de fluidos de las rocas basálticas, que estuvieron en contacto con agua del mar, y el emplazamiento tectónico de esos fluidos es importante durante los procesos de mineralización.

La alteración guía de la mineralización tiene carbonato-pirita ± sílice ± sericita como principales fases proximales. La alteración general depende de la permeabilidad de la roca y se presenta en dos formas: **A.** como reemplazo, y **B.** acompañada de gran silicificación y abundantes vetas.

En el primer caso, la alteración es pervasiva con altas cantidades de pirita fina, diseminada, y ocurre en litologías de gran permeabilidad (basaltos fracturados, brechas, aglomerados).

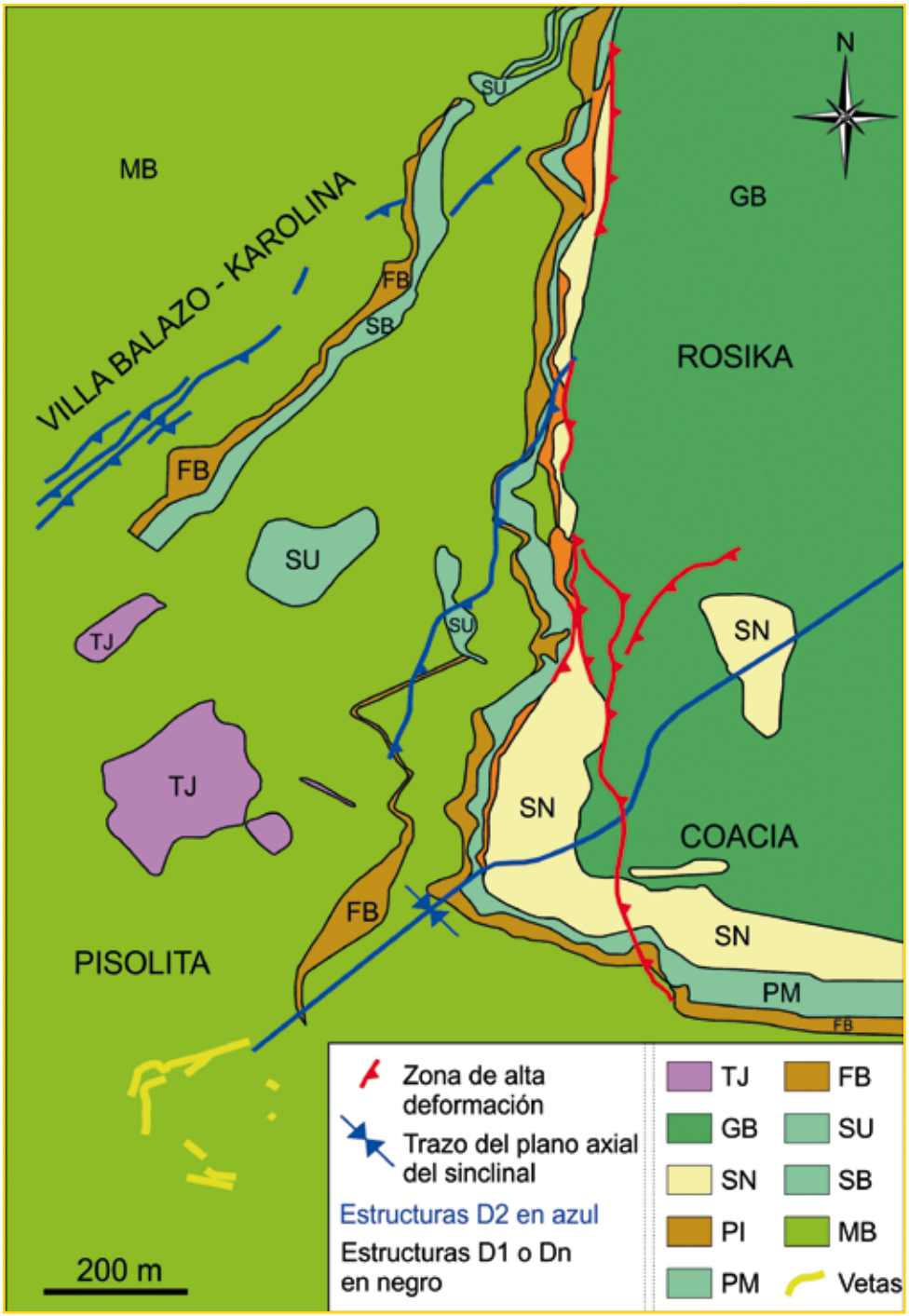


FIGURA No. 104 Mapa geológico simplificado del Complejo Aurífero Chocó 10 *(Tomado de Phillips y otros, 2007)*

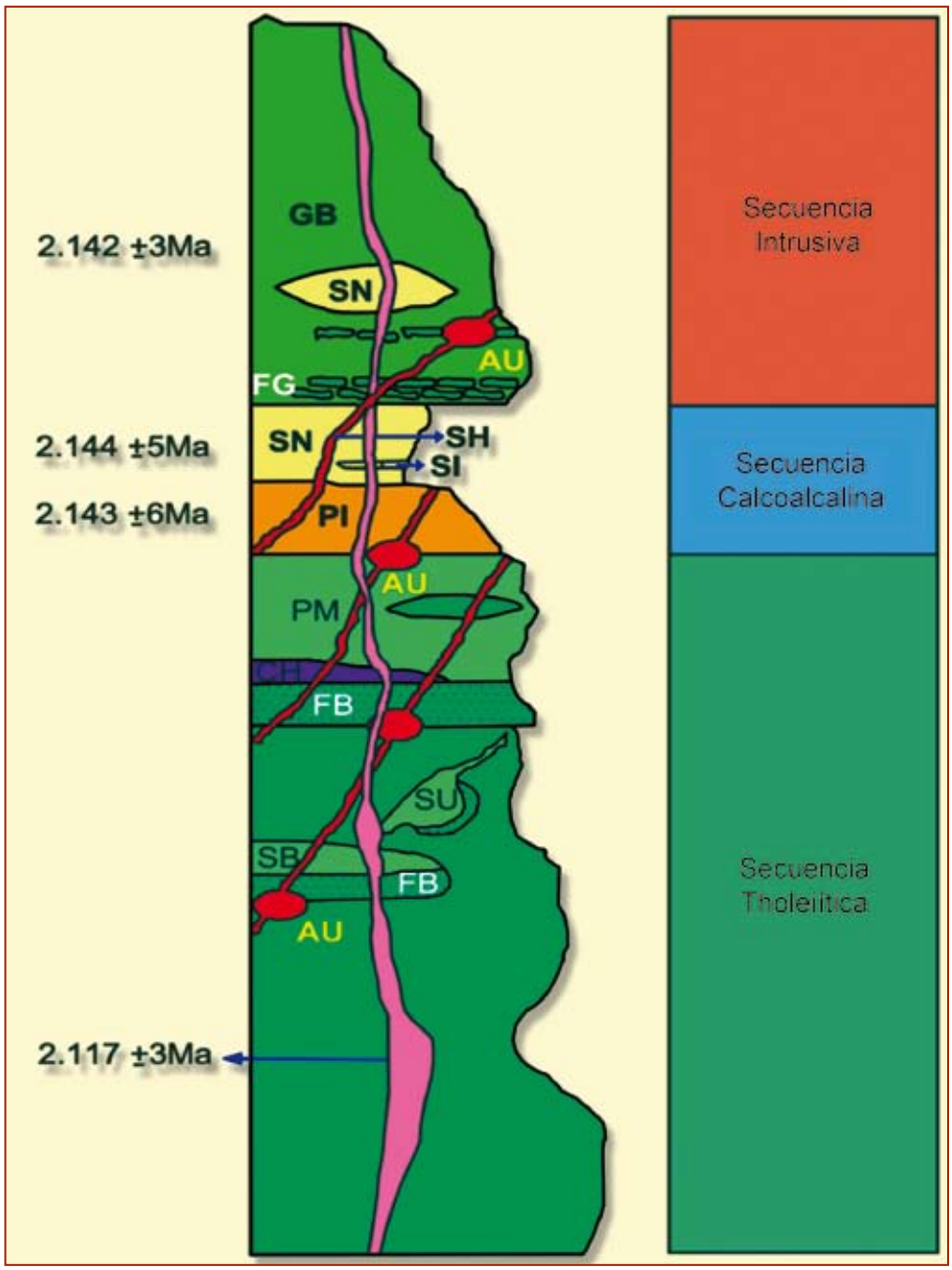


FIGURA No. 105 Columna estratigráfica local del Complejo Aurífero Chocó 10 *(Tomado de Phillips y otros, 2007)*

El oro ocurre rellenando fracturas y como inclusiones de la pirita En el segundo caso, la permeabilidad de la roca es baja (gabros y basaltos) y los fluidos simplemente rellenan las fracturas distensionales abiertas. Aquí la pirita es gruesa y el oro ocurre en y alrededor de ella en cristales o granos más grandes, e incluso, visibles.

La mineralización ocurrió en las etapas finales de D2 e iniciales de D3, posiblemente después de los 2.100 Ma ya que la tonalita trondjemítica se emplazó en las etapas finales de deformación y mineralización dado que contiene xenolitos de basaltos tholeiíticos foliados y mineralizados y, al mismo tiempo, ella está también débilmente deformada y mineralizada (¿quizás por ser más competente?) y su edad es 2.117 Ma ± 3 Ma por U-Pb SHRIMP.

El CAuCh10 se compone de los siguientes cuatro depósitos auríferos:

1. Rosika: localizado en el flanco NS del sinclinal regional, en la zona de contacto entre el gabro, la secuencia calcoalcalina y el tope de la secuencia tholeiítica. Incluye varias subzonas mineralizadas: 1.1 Rosika Veta Principal, en el contacto de PI con PM; 1.2 Rosika Veta N-NE y 1.3 Rosika Veta del Piso, en el basalto MB. Los diferentes tipos de alteración, similares a los de Coacia, contienen ankerita-dolomita-sílice ± sericita ± pirita ± calcita ± clorita ± albita. Una importante zona de alto tenor ocurre en la intersección de Rosika, Veta Principal, con Rosika, Veta N-NE, o interacciones S0 con S2.

2. Coacia: localizado en la zona principal de la charnela del sinclinal mayor de la zona. Las principales mineralizaciones son: 2.1. Coacia Veta Principal, en el contacto de FB con PM y con PI; 2.2. Coacia Veta del Techo interior en la volcanoclástica intermedia SN y 2.3 Coacia, Veta del Techo, en el gabro (GB).

3. Pisolita: se encuentra en el extremo SW de la concesión en basaltos tholeiíticos MB. Presenta vetas de gran espesor en el dominio D3, de menor tenor.

4. El núcleo de alto tenor está fuertemente alterado con sílice-ankerita-dolomita y abundante pirita (5%-25%) y hacia afuera la alteración pasa a ankerita-dolomita y clorita, menos pirita y menos oro. En el piso o "football" ocurre otro tipo de alteración en el basalto masivo MB, sin núcleo silicificado, y las vetas contienen alrededor alteración con cuarzo-dolomita-albita y ankerita-dolomita-sericita-clorita-pirita (2%-15%). Las zonas de alto tenor ocurren en VBK en los ejes de los pliegues o D2.

Las edades por U-Pb SHRIMP de algunos tipos de rocas del CAuCh10 son:

- Secuencia calcoalcalina, PI: 2.143 Ma ± 6 Ma
- Tobas dacíticas: SN: 2.144 Ma ± 5 Ma
- Secuencia intrusiva, gabro GB: 2.142 Ma ± 3 Ma
- Tonalita trondjemítica porfídica TJ: 2.117 Ma ± 3 Ma

En 2008 se espera una producción globlal en Chocó de unas 120.000 onzas de oro. El total de reservas y recursos se estima en este momento, superior a 7.3 M oz. de oro distribuidos de la siguiente forma:

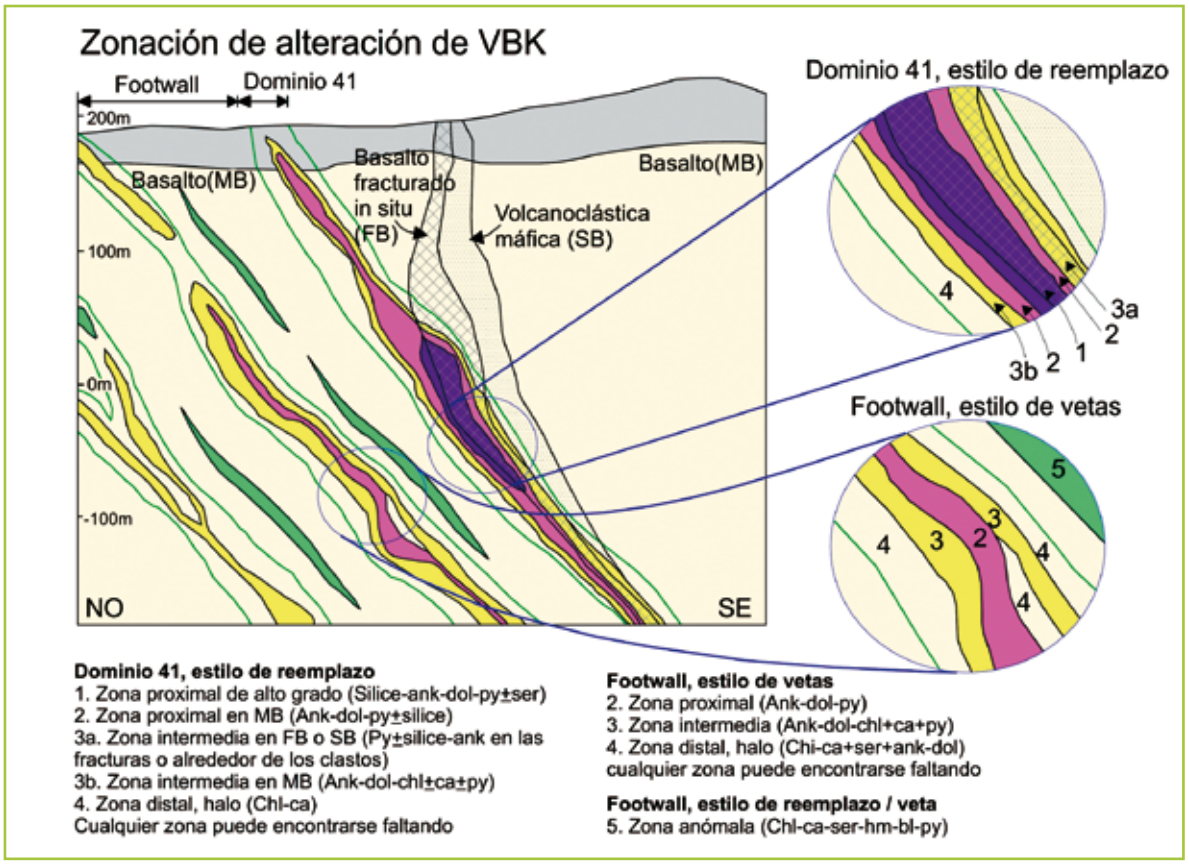


FIGURA No. 106 Estilo de alteración del depósito aurífero Villabalazos en metabasaltos del "footwall" versus metabasaltos fracturados de la sección inferior *(Tomado de Phillips y otros, 2007)*

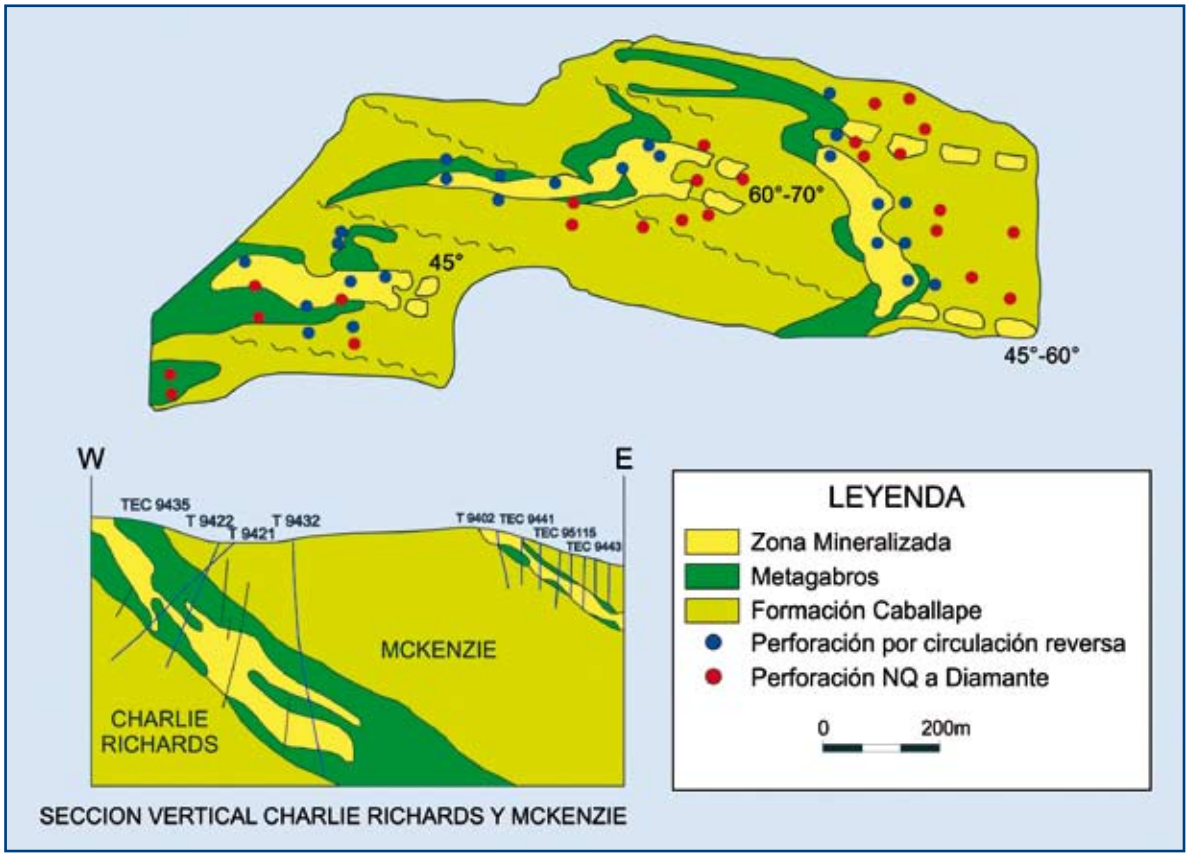


FIGURA No. 107 Depósitos de oro tipo "Saadle Reef" de Charlie Richards y Mackenzie de la mina Tomi, distrito aurífero El Callao *(Tomado de Mendoza, 2000)*

Medidas:	2.3 Mt @ 2.9 g/t - 221,000oz
Indicadas:	53.8 Mt @ 2.4 g/t - 4,23 M oz
Inferidas:	40.8 Mt @ 2.2 g/t - 2,87 M oz

Se piensa pasar gran parte de esos recursos indicados e inferidos a reservas o recursos medidos, tras unos 100.000 m de perforación en 2.008 **(Rusoro, 2008).**

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 (E-SE, W-NW, 105-110º) por sills de gabros. Las cizallas de dirección 105º-110º se interceptan como fallas inversas, de dirección N 80º E, con buzamiento de ángulo alto, repitiendo zonas inferiores.

Hacia las narices de los pliegues en el gabro (tipo "Saddle Reef" de Victoria, Australia) ocurre la mineralización aurífera, que decrece y, finalmente desaparece hacia los flancos de los pliegues **(Figura No. 107).**

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 siendo los gabros ricos en titano-magnetita, al ser atacadas 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, caolín, calcita, clorita, sílice, turmalina y pirita. Los principales depósitos (McKenzie, Charlie Richards y Milagritos) totalizan unos 3 Mt con un tenor promedio 4 g/t que fueron explotados a cielo abierto y procesados en la Planta Revemin II C.A.

Con profundidad, por explotación subterránea, Tomi parece aumentar sensiblemente el tenor (7 g/t Au hasta más de 10 g/t Au).

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 África Occidental. En particular, las minas de oro de Ashanti **(Mccuaig y otros, 2000).**

Las minas de Ashanti se localizan en CRV de 2.166 Ma ± 66 Ma. Cada CRV se compone de metabasaltos tholeiíticos altos en Fe y cantidades menores de metabasaltoandesitas con intercalaciones de filitas grafitosas y está separado del próximo CRV por filitas grises, esquistos y metagrauvacas con tobas subordinadas. El CRV más largo es el de Ashanti, de 250 km de largo por 15 km a 40 km de ancho y está intrusionado por granitos jóvenes de 1.8 Ga.

Una de las principales minas de oro de Ashanti es Obuasi, que hasta el año 2000 por más de un siglo, produjeron unas 550 t de oro (= 17.3 Moz) de 556 Mt de menas explotadas con un tenor promedio de 17.6 g/t Au. Aún le restan para el año 2000 al menos a estas minas por extraer 89.4 Mt de menas auríferas con 8.1 g/t equivalentes a 725 t de Au (= 23.4 M oz Au).

En Diciembre de 2006 los recursos totales auríferos estimados **(AngloGold Ashanti, 2007)** eran de 150.3 Mt con 6.1 g/t Au para 916 t de Au (29.45 Moz Au), de las cuales 46.97 Mt con 5.12 g/t Au son reservas probadas, 73.23 Mt con 5.63 g/t indicadas y 30.09 Mt con 8.75 g/t Au inferidas.

Es decir que Obuasi de Ashanti se aproxima a los 50 M oz de Au, siendo una de las minas de oro orogénico más importantes del mundo occidental. El oro ocurre como oro libre en las vetas de cuarzo y como refractario, asociado a arsenopirita (con los más altos tenores), pirita, rutilo, calcopirita, etc., en las estructuras de los cristales, en rocas metabasálticas ricas en Fe. La edad de mineralización de Ashanti es de 2.09 Ga, es decir Birrimian o Transamazónico, coincidente en parte con la edad de mineralización de Las Cristinas y posiblemente de El Callao.

Obuasi, compuesto de unas 20 minas, a lo largo de la Falla Obuasi, que forma unos 20º con la Falla Ashanti (250 km de largo), en una extensión de unos 8 km de largo por 1 km de ancho y hasta por lo menos 1.600 m de profundidad **(Allibon y otros, 2002)** en la dirección del buzamiento, se localiza en la parte Oeste del CRV de Ashanti en el contacto fallado, sobrecorrido, entre rocas volcánicas más competentes, de metabasaltos tholeiíticos del Supergrupo Birrimian, de una edad más antigua de 2.186 Ma por U-Pb en TTG intrusivos en los metabasaltos, al Este, con metasedimentos menos competentes (metagrauvacas, metalimolitas, etc.), al Oeste del Supergrupo Birriman de edades entre 2.187 Ma y 2.130 Ma.

Todas estas rocas sufrieron metamorfismo regional hacia 2.150 Ma. Las rocas del Grupo sedimentario Tarkwain fueron depositadas por lo menos 55 Ma después de la erupción de los metabasaltos. La edad en titanitas de las zonas mineralizadas por U-Pb es de 2.090 Ma. Es decir una situación litotectónica en edades idéntica a Lo Increíble en El Callao en el contacto de rocas competentes metabasálticas de El Callao con rocas menos competentes metasedimentarias, con esquistos y filitas grafitosas, de Yuruari. Un cuadro geológico similar a Ashanti también se localiza en la mina Canaima, cerca de El Dorado.

De acuerdo con **Yao y Robb (2000)** el fluido mineralizante de Ashanti, original rico en H_2O-CO_2 contenía 50% a 80% de H_2O a 300ºC - 350ºC y 2 kbar. Fugacidades de oxígeno de los fluidos fueron similares a las de QFM + 1.4 - 2.2 y coincide con el neutralizante N-NO en el campo de la pirita, indicando relativas condiciones reductoras de los fluidos durante su formación. Basados en datos geológicos, geoquímicos y de inclusiones fluídas estos autores concluyen, que los fluidos mineralizantes son de origen metamórfico de baja salinidad, H_2O-CO_2 –N_2 ± CH_4, relacionados con los últimos estados de la Orogenia Birrimian hacia 2.090 Ma a 2.100 Ma.

Este tipo de estudios es recomendable hacerlo también para las mineralizaciones auríferas del Distrito Aurífero El Callao y de otros distritos auríferos de la Provincia Pastora del Escudo de Guayana, Venezuela.

DISTRITO AURÍFERO BOTANAMO Y LA CAMORRA - EL DORADO

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

Las Flores, localizado en el contacto Complejo granítico Supamo-CRV Pastora, en la carretera Alcabala Casablanca-San Martín de Turumbán, fue estudiado por **Tecmin (1993),** y allí identificó y perforó parcialmente una importante anomalía de Cu-Ni-Co. Según recopilación bibliográfica del **USGS-Tecmin (1993),** en el área afloran cuatro unidades litológicas: 1. rocas graníticas sódicas, tipo Complejo granítico TTG Supamo, 2. Meta-lava básica cizallada tipo, El Callao, 3. metalavas intermedias, y 4. metatoba 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 metatobas tienen foliación N 65-70º E, 70º NW.

Las vetas, escasas, siguen dos "trends" en dirección W-NW y E-NE 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 metavolcánicas de El Callao con rocas metasedimentarias y metatobas, tipo Formación Caballape, también se observan horizontes oxidados o ferricostras, compuestos brechados y soldados con óxidos de hierro, hematita, limolita y óxidos de manganeso, posibles guías también de la presencia de sulfuros masivos a profundidad.

En las minas 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 pies de profundidad. En 1925 la Goldfields American Development Co, Ltd (subsidiaria de la Compañía Goldfields de Sur África, que operaba las minas Chile, Laguna, Panamá y Sosa Méndez de El Callao, tomó el control de la BMC y explotó la Mina Botanamo entre los años 1927 y 1936, desde la superficie hasta 900 pies 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 0.9 m a 4.5 m para un promedio de 2.1 m, y se extiende por unos 350 m mínimo, con trend EW, buzamiento alto al Sur, a vertical, hasta ser cortado por un plutón diorítico. Las rocas caja son Metavolcano-clásticas (tobaceas y/o grauvacas) de composición andesítica-dacítica de Botanamo (a ser definida en esa zona), foliadas y metamorfizadas (facies esquistos verdes con epidoto-zoicita).

El sistema de vetas aparece al Oeste de ese plutón y se continúa con el mismo rumbo hacia la parcela Botanamo II. El Sistema de Vetas de Botanamo 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 50º 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 Goldfields.

Sin embargo, la Greenwich Resources y BHPB mostraron fuerte interés en el área, pero por la invasión incontrolable de pequeños mineros (hasta 3.000 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 40 huecos hasta los 90 m de profundidad en minería de sobrevivencia, debido a los altos precios del oro alcanzados recientemente. Hacia 2008 se sumó la bulla de Hoja de Lata donde miles de mineros informales laboran en las minas.

La zona espera aún por ser perforada, 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 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.

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, tal es el caso del área minera denominada Santa Rita, en El Callao.

La estructura La Camorra, localizada a unos 10 km. al NE de la población de El Dorado, según **Howe y otros (1994)** sigue una zona de cizalla, de deformación frágil-dúctil, de dirección N 65º-70º W con buzamientos altos al S-SW, en rocas Metavolcano-piroclásticas intermedias de La Camorra (a ser definida en la mina del mismo nombre): compuesta de rocas piroclásticas latítico-andesíticas (aglomerados, tobas lapilli y brechas de flujo) que están asociadas a traquitas y andesitas, que a su vez están intrusionadas por diabasas y pórfidos de cuarzo **(Figuras No. 108 y 109).**

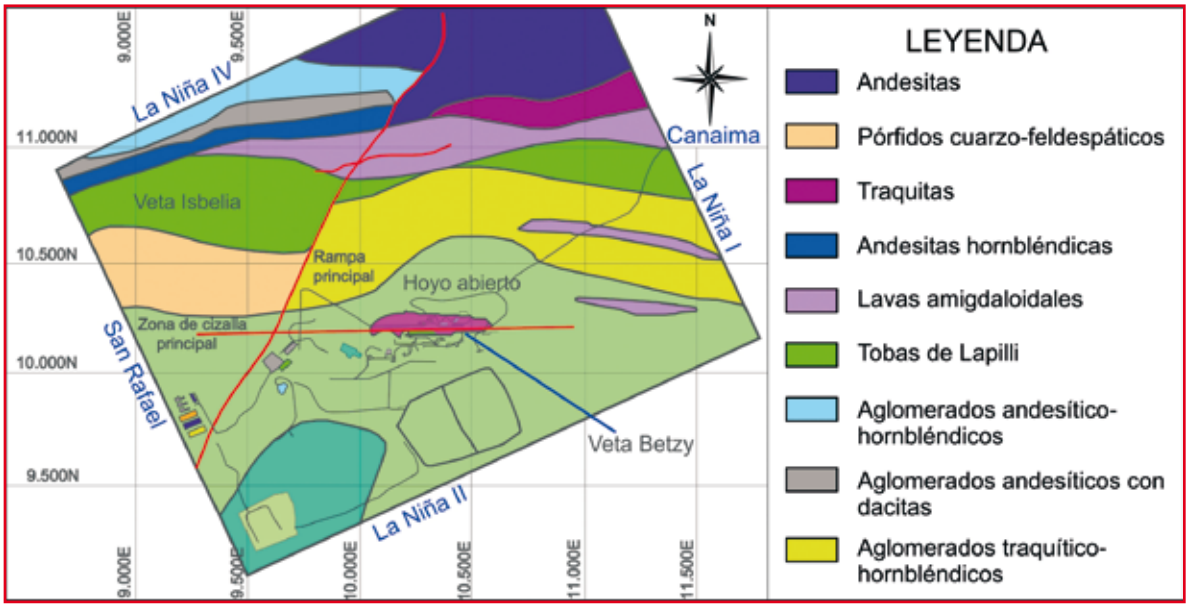


FIGURA No. 108 Mapa geológico generalizado de la mina La Camorra *(Cortesía de Minera Hecla de Venezuela, C.A. 2002)*

FIGURA No. 109 Brecha volcánica andesítico-latítica de la "Formación" La Camorra. Bloque de 4 m de alto por 2.5 m de ancho, localizado en la carretera Tumeremo-El Dorado, a unos 200 m al Norte del pueblo El Dorado, Estado Bolívar *(Tomado de Mendoza, 2000)*

La zona principal mineralizada, de dirección NW, se compone de sistemas, aproximadamente paralelos, que se denominan zonas A, B, C1 y C2, y la Veta Betzy (de rumbo EW), aumentando el espesor de la zona mineralizada del Oeste hacia el Este, siendo las vetas de cuarzo con piritas auríferas más espesas en la zona B, con abundante alteración (propilítica-cloritización-carbonatos cálcicos-carbonatos ferrosos-clorita obscura/silicificación/sericita-piritización de grano muy fino-oro).

La mineralización parece disminuir tanto en espesor de las vetas, en especial C2, B y Betzy, como en tenor, con el aumento de profundidad. Vetas menores de dirección NE cortan la zona mayor de cizalla NO-SE.

Por ello, por no perforar lo suficiente en búsqueda de reservas adicionales a profundidad, se construyó un "shaft" o pozo vertical, hasta 400 m de profundidad que luego no tuvo utilidad porque las reservas no justificaban la operación.

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 tardío con respecto a la deformación-alteración.

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. La mina La Camorra se encuentra cerrada por considerar que su tenor disminuye, por dilución de la veta en vetillas múltiples, muy sensiblemente a profundidad, y la hace no rentable.

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

En Canaima, a pocos kilómetros de El Dorado, se distinguen: una zona superior compuesta de rocas metavolcanoclásticas latíticas a andesíticas, intercaladas con ignimbritas de la misma composición; una zona principal constituida de rocas sedimentarias wáquicas o areniscas impuras, con algunas intercalaciones de rocas volcanoclásticas intermedias; y la zona inferior cuyo basamento está formado por areniscas metavolcanogénicas, tobas de lapilli, limolitas y argillitas que localmente resultan carbonosas.

Esta secuencia es algo parecida a la de los esquistos y metatobas de Yuruari en Lo Increíble, que preferimos denominar con el litodemo Complejo metavolcánico-sedimentario de El Dorado, dada la proximidad (3-4 km) de la mina Canaima en el Río Cuyuni al pueblo de El Dorado.

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 de Ashanti de África occidental.

Este puede ser un interesante e importante distrito aurífero si es explorado en detalle, y abundantes perforaciones, con recursos y técnicas adecuadas.

Hacia el Norte de La Camorra, es decir hacia las parcelas Niña VII y Carmen Rosa-Yaneth, se localizan trends NE y EO en rocas cizalladas basandesitas asociadas a alta silicificación y cherticización, en rocas del tipo Metalava tholeiítica de El Callao, pero más tectonizadas que las de la localidad tipo.

Las vetas de cuarzo-aurífero de esa zona, explotadas por la minería informal, son de muy alto tenor, pero aún se desconoce su potencialidad o recursos y tenores ponderados. Gran potencial presentan las parcelas Niña III y Niña IV, próximas a evaluarse.

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. **Rusoro (2008)** publicó los siguientes recursos:

Medidos:	(430101 oz Au, 4.0 g/t cut off)
Indicados:	0.92 Mt @ 16.6 g/t (490,000 oz)
Inferidos:	0.72 Mt @ 15.7 g/t (367,000 oz)

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 explotadas por pequeños mineros.

Las Elenas 7 y 8 (Payapal) están cubiertas por Metavolcano-piroclástica intermedia de La Camorra: metalavas intermedias y máficas, metatoba y lapilli. Algunos pórfidos dioríticos se asocian a zonas de cizallas con vetas de buen

tenor (Pozo Yhajaira, etc.), Mina Cuji, Veta de los Ingleses, con altos contenidos de óxidos de FeO (5%)/ de manganeso, (3%) muestran muy alto tenor, aunque su espesor es menor (menos de 50 cm). Un modelo tipo pórfido 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 volcánicos masivos. La Compañía Tombston descubrió en Belkis, mediante perforaciones, sulfuros masivos compuestos de abundante pirita y algo de esfalerita, con capas de 6 m 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 Metalavas tholeiíticas El Callao. Estas zonas requieren de estudios más detallados para tener una idea de su potencial aurífero.

En Urupagua abundan las rocas graníticas y granítico porfídicas, pero hacia la parte central predominan la Metatoba y piroclástica intermedias, tipo Camorra. Sin embargo, el potencial aurífero de esta parcela es desconocido.

La zona de Yuri se localiza más al Norte, a unos 14 km al N-NE de La Camorra. La zona contiene rocas similares a la metatoba y la metalava, intermedias a máficas encontradas en La Camorra, con monzogranitos y granodioritas similares a los de Urupagua.

Algunas trincheras en la zona muestran pocas vetas de cuarzo embebidas en rocas granitoides (granodioritas). Sin embargo, las vetas son de gran espesor (hasta 2 m y más); pero lamentablemente 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.

En Valle Hondo han perforado varias compañías, buscando un depósito de oro diseminado, tipo Las Cristinas, 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 allí 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 próximos 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 detalle para una posible explotación subterránea. Esta zona amerita un mayor número de estudios geofísicos y de perforaciones por su muy alto potencial aurífero.

Es importante destacar que parte de la mineralización aurífera de Valle Hondo ocurre en forma diseminada en rocas granodioríticas. Rocas verdes, del tipo Metalava y piroclástica intermedia de Venamo circundan tales plutones diorítico-granodioríticos.

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 dioríticos a granodioríticos, produciéndose mineralización diseminada y de vetas y vetillas, pero aquí sin aparente calcopirita ni tampoco cobre, pero al parecer con arsenopiritas, oxidadas en la zona superior. El ambiente tectónico pudo ser de cuencas detrás del arco de islas, e incluso, de arcos magmáticos.

Rusoro (2008) publicó los siguientes recursos para Valle Hondo

Medidos: 430.101 oz, 0.5 g/t cut off
Indicados: 3.5 Mt @ 0.92 g/t (103,000 oz)
Inferidos: 47.0 Mt @ 0.89 g/t (1,344,000 oz)

En 2008 se planteó ejecutar 50.000 m de sondeos para tratar de localizar los cuerpos mineralizados con alto tenor (hasta 100 g/t Au).

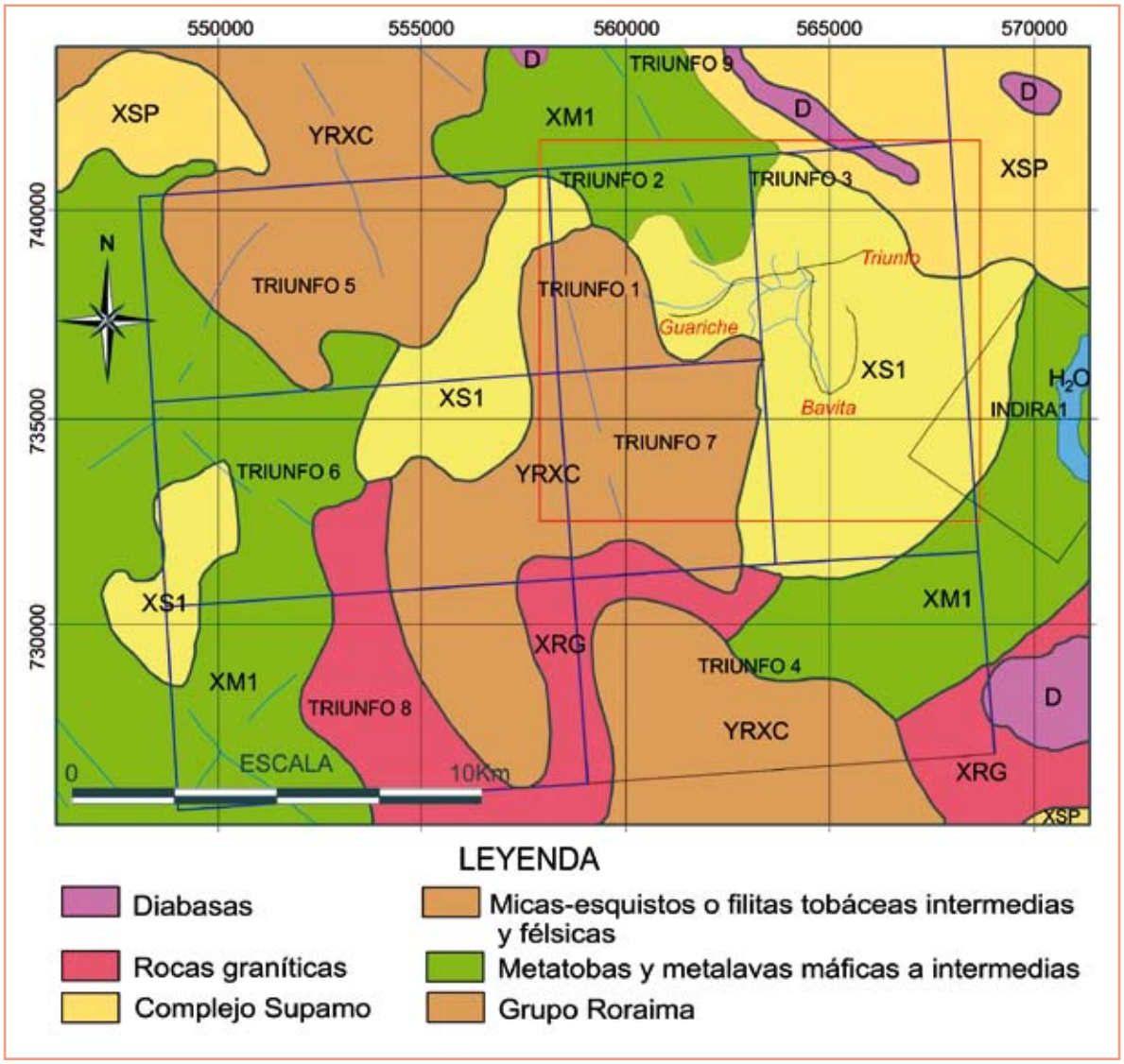


FIGURA No. 110 Mapa Geológico simplificado de Guariche (USGS-CVG Tecmin, 1993) D= diabasas, XGR= rocas graníticas XSP= Complejo de Supamo YRXC= Grupo Roraima, MXS= micaesquisto o filitas tobáceas félsicas XM1= metatobas y metalavas máficas e intermedias

DISTRITO AURÍFERO GUARICHE - PARAPAPOY

El Distrito Aurífero 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, constituído por el Complejo granítico TTG Supamo intrusivas en roca de un CRV del tipo Pastora. Toda la secuencia ha sido atravesada por diabasas de diferentes edades.

En el mapa geológico del USGS-Tecmin (1993), se distinguen las siguientes unidades: **(Figura No. 110)**

- Diabasas
- Rocas del Complejo granítico TTG Supamo
- Rocas graníticas más jóvenes, intrusivas en el Complejo granítico TTG Supamo
- Rocas sedimentarias de Roraima
- Micaesquistos y filitas, metacherts y metatobas félsicas
- Metalavas y metatobas máficas a intermedias

Los principales lineamientos y fallas tienen dirección N-NW 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 (gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas), y otro dominio de esquistos máficos a ultramáficos, con alto contenido de magnesio, tipo Metalavas magnesianas de Florinda, del CRV de Guariche.

Las vetas de cuarzo aurífero más productivas son aquellas con mayores contenidos de óxidos 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 10° E y N 50° E, y rara vez N 20° W. Se estima que la zona puede contener un potencial aurífero similar al de Chocó 10.

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 unas 894.000 onzas de oro entre recursos medidos, indicados e inferidos.

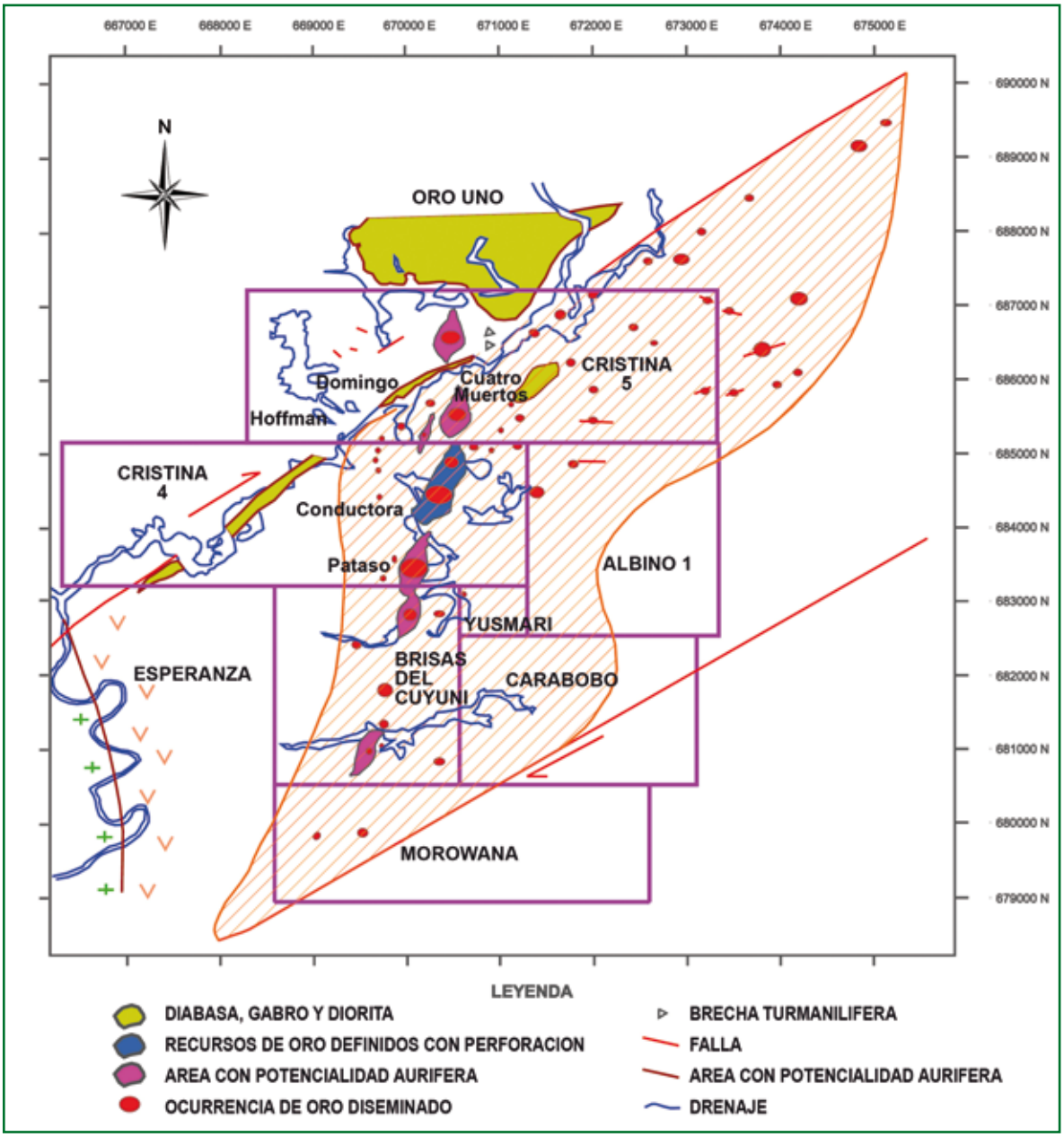


FIGURA No. 111 Principales tendencias de mineralización de Las Cristinas. *(Tomado de J. Candelaria, en Excursión Ciudad Bolívar-Gran Sabana, 2002)*

DISTRITO AURÍFERO KILÓMETRO 88: LAS CRISTINAS

El km 88 **(Figura No. 111)** es uno de los distritos auríferos más importantes del Escudo de Guayana, explotado irracionalmente en su parte superior saprolítica, oxidada y de aluviones relacionados, con una producción de la pequeña minería, con un estimado anual superior a las 6 t de oro durante los años 1983 a 1988.

GEOLOGÍA DE LAS CRISTINAS 4, 5, 6 Y 7

Resumen

El depósito aurífero de Las Cristinas se localiza en rocas metavolcánicas de composición andesítica de un CRV de la provincia geológica Pastora, de edad Paleoproterozoico. El control principal en la distribución del mineral es la foliación, que tiene una actitud N-NE y buzamiento 45º hacia el Oeste.

El oro normalmente ocurre como granos libres en cuarzo y como relleno de fractura en los sulfuros; está espacialmente asociado con calcopirita y/o pirita y coincide con un evento de alteración epidoto-carbonato. Aproximadamente, 10% de los recursos geológicos ocurren en la laterita.

Se han evaluado, según Placer Dome, estudios de Pre-Fractibilidad, 1997, tres áreas mayores: Conductora/Cuatro Muertos, Mesones/Sofía y Córdova; las reservas estimadas en onzas de oro son 14.5, 1.4 y 0.9 millones de onzas, respectivamente, en esos tres depósitos, con un "cut off" de 0.6 g/t Au.

Crystallex (2007) anunció la actualización de recursos, con base en 13.500 m de perforaciones adicionales a las realizadas por Placer Dome, para 629 Mt con un tenor promedio de 1.03 g/t Au para un total de 20.76 Moz Au de recursos medidos e indicados más 393 Mt de menas con un tenor promedio de con 0.86 g/t Au de recursos inferidos, hasta una profundidad desde superficie de 500 m

INTRODUCCIÓN

En el área del km 88 se descubrió oro por primera vez en 1910, y actualmente esta región es muy conocida por la ocurrencia de ese mineral y la gran cantidad de explotaciones mineras realizadas hasta la fecha, principalmente en la década de los años 1980-1990. Anterior a ésta fecha, sólo existió una actividad minera intermitente. La única explotación organizada fue la realizada por los ingleses en la mina Carabobo, desde 1934 hasta 1939. Se desconoce la cantidad de oro extraido en esa mina Carabobo.

Localización, Área y Geomorfología

Las Cristinas son cuatro parcelas contiguas que cubren una superficie total de 3.885,6 hectáreas. Se localizan en el SE del Estado Bolívar a, aproximadamente, 760 km al SE de Caracas. Las coordenadas geográficas aproximadas de su punto central son N 6º12´ y W 61º29´. La frontera de la Zona en reclamación con Guyana está a unos 30 km al Este, mientras que la frontera con Brasil dista unos 250 km al Sur de Las Cristinas.

La topografía dentro del área de Las Cristinas es de relieve bajo. La elevación promedio es de 130 m.s.n.m. con pequeñas colinas redondeadas que alcanzan un máximo de 160 m.s.n.m. Cuatro quebradas fluyen a través del área, La Amarilla, Las Claritas, Sofía y Morrocoy. Sus valles son anchos y sus cauces estrechos y poco profundos, lo que ocasiona inundaciones esporádicas durante la estación lluviosa.

Una parte del área ha sido explotada, dando como resultado la existencia de numerosos pozos, lagunas y grandes depósitos de colas. Las áreas intervenidas por los pequeños mineros son del orden de las 2.000 Ha.

El clima de la región es tropical y húmedo. Las temperaturas varían desde un máximo de 36ºC a un mínimo de 22ºC. La pluviosidad es mayor de 3.000 mm por año, registrándose años con 4.000 mm. La estación lluviosa se extiende de mayo a octubre, con unas cortas lluvias en diciembre.

La vegetación primaria es la típica del bosque tropical lluvioso, con su dosel a 30 m sobre el terreno. El suelo del bosque es relativamente abierto. La vegetación secundaria, consiste en matorrales, arbustos, enredaderas y varios tipos de pasto.

Litología

La litología esencial en el Distrito Aurífero del Kilómetro 88 consiste en una secuencia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Paleoproterozoico, posiblemente equivalentes a la Formación Venamo, pero que preferimos denominarla Formación Las Cristinas, (a ser descrita y seleccionada su localidad tipo) si se pueden identificar sus relaciones litoestratigráficas y características sedimentarias, si no, sugerimos utilizar el término de Metalava y piroclásticas intermedias de Las Cristinas.

En Las Cristinas afloran las siguientes unidades:

1. Un CRV, formado por una secuencia superior metavolcano-sedimentaria en parte tipo metalava y piroclásticas intermedias del tipo Venamo, que llamamos Metalava, metapiroclástica y metasedimentarias Las Cristinas (metalavas, metatobas de cenizas y cristalinas, lapilli y piroclásticas intermedias, metaandesitas, pórfidos andesíticos, metasedimentos y esquistos sericíticos) metamorfizadas a muy bajo grado, subesquistos verdes, con intrusiones de diques y pórfidos cuarzo feldespáticos y pórfidos dioríticos.

2. Intrusiones graníticas, granodioritas y cuarzomonzonitas tipo Complejo granítico Supamo.

3. Intrusiones de diques y sills de diabasas, gabros y dioritas.

Los CRV han sido plegados con ejes antiformes NE-SO y fracturas de cizallas N-NE, paralelas a la Falla de la Quebrada La Amarilla y fracturas NO.

Las rocas metavolcánicas son unidades piroclásticas y volcanoclásticas de composición intermedia. La mayor parte de esta secuencia está formada por tobas líticas y cristalinas pobremente soldadas.

Las rocas metasedimentarias son relativamente escasas y generalmente están intercaladas en la secuencia metavolcánica. La mejor representación de las metavolcánicas-metatobas son capas delgadas de grano fino, posiblemente compuestas de ceniza volcánica. La sección superior de la secuencia estratigráfica conocida en Las Cristinas, está marcada por la presencia de delgadas bandas de turmalina (paralelas a la estratificación), brechas y aglomerados turmaliníferos y por metatobas.

Varios cuerpos intrusivos penetraron la secuencia estratigráfica y se consideran contemporáneos y posiblemente comagmáticos con las volcánicas. Una de las más prominentes de estas unidades intrusivas es una brecha turmalinífera, que contiene clastos de rocas volcánicas félsicas a intermedias y, posiblemente, rocas intrusivas sustituidas total o parcialmente por cuarzo y turmalina; su matriz está compuesta de sílice masiva, granos finos de turmalina y sulfuros. El oro y el cobre están asociados con estas brechas. Adicionalmente, diques aplíticos de composición granítica están espacialmente asociados con estas brechas.

Una intrusión diorítica sin-volcánica se localizó en la base de la secuencia estratigráfica. Esta intrusión tiene una foliación pobremente desarrollada. En este tipo de roca se han localizado concentraciones de oro y cobre.

Dentro de las concesiones se localizan diques gabroides a dioríticos cuyas orientaciones varían del NE-NW al noroeste. Estos diques intrusionan la secuencia estratigráfica y son estructuras post-mineralización. Generalmente estos diques no contienen oro.

Geología Estructural

El rasgo regional más prominente en Las Cristinas es la dirección N-NE que marca las principales explotaciones auríferas **(Figura No. 111).** Las rocas dentro de esta zona pueden estar fuertemente deformadas, sin embargo la intensidad de la deformación parece estar relacionada con la litología. Las tobas de grano medio a grueso tienden a estar más deformadas dentro de esta zona. La tendencia N-NE también corresponde a foliación regional desarrollada en la secuencia volcánica.

Una estructura mayor, con orientación NE, es señalada por el curso de la quebrada La Amarilla; la cual divide las concesiones en dos dominios geológicos, uno al Norte y otro al Sur. Se han identificado diques de gabro a lo largo de su curso por medio de datos geofísicos y por perforaciones a diamante.

Los elementos estructurales y sus relaciones angulares permanecen constantes en ambos bloques, pero cambia la orientación y el ángulo de la foliación/estratificación, indicando un desplazamiento sinestral y rotacional en dirección opuesta a las agujas del reloj, a lo largo de la tendencia NE del curso de la Quebrada La Amarilla.

También se observan estructuras con orientación N-W. A escala local, dicha dirección esta señalada por la presencia de diques de gabro y brechas turmaliníferas intrusivas. La zona mineralizada principal parece estar relacionada con un eje de clivaje de crenulación con bajo buzamiento

hacia el Norte. Las perforaciones a diamante realizadas por la Empresa mixta Minca, indican que las ocurrencias de vetas auríferas están asociadas con esta dirección.

Una cuarta tendencia estructural en el distrito aurífero tiene orientación E-W, y está representada por vetas masivas de cuarzo. Estas vetas son discontinuas, pueden alcanzar algunos metros de ancho y hasta diez metros de longitud; muestran un desplazamiento menor y se interpretan como fracturas rellenas de cuarzo.

Una foliación prominente se localiza en la zona aurífera principal de Las Cristinas. Esta foliación es generalmente N-NE y varía de ángulo moderado a fuerte hacia el Oeste. El sustrato es generalmente subparalelo a la foliación pero, a menudo, resulta difícil distinguirlo de ésta. La textura primaria y/o composición del protolito parecen controlar la intensidad y estilo de deformación.

Las vetas de cuarzo-carbonato-sulfuro tienden a ser paralelas a la foliación en las áreas intensamente deformadas, mientras que en las zonas menos deformadas predomina la presencia de vetillas desarrolladas a 30º- 40º del plano de foliación. En ambos tipos de deformación se presentan vetillas delgadas y discontinuas, con espesores milimétricos a centimétricos y longitudes en el rango del metro.

Alteración Hidrotermal

Se han definido varios eventos separados y reconocibles de alteración hidrotermal; cada uno se caracteriza por la presencia de microvetillas. Los eventos estructurales e intrusivos (intrusiones asociadas con turmalina) son contemporáneos con la alteración hidrotermal, lo que sugiere que la formación de los depósitos auríferos es compleja.

El evento hidrotermal más antiguo está representado por una alteración fílica caracterizada por la presencia de cuarzo-sericita-pirita; se encuentra ampliamente difundida y probablemente su extensión sea de carácter regional. Sin embargo, dentro del área su presencia está poco preservada debido a la sobre-imposición de eventos hidrotermales posteriores. Este evento se confirma por la presencia de vetas de cuarzo con pirita fina diseminada y pequeños halos de sericita.

Las concentraciones de oro asociadas con la alteración fílica están por el orden de 0.1 a 0.3 g/t Au en promedio. Las áreas de intensa alteración silícica coinciden, y se cree que son parte del evento de alteración fílica. Estas zonas también están asociadas espacialmente con brechas intrusivas turmaliníferas y/o rocas reemplazadas con turmalina.

El siguiente evento hidrotermal está representado por una asociación potásica caracterizada por biotita secundaria. La biotita reemplaza al feldespato; anfíboles y pumita penetran la matriz de la roca. La intensidad de esta alteración se relaciona espacialmente con la intensidad de la foliación de la roca. No está claro si la alteración potásica es continuación de la alteración filítica o está sobre-impuesta a dicho evento. La pirita y la calcopirita son los sulfuros predominantes asociados con la alteración de la biotita.

Sobrepuesta a la alteración fílica y potásica se encuentra una asociación de epidoto-carbonato. Este evento de alteración se caracteriza por una moderada a intensa formación de vetas y fuerte alteración de la roca caja. Las vetas más antiguas son ricas en cuarzo, y contienen carbonatos de hierro; posteriormente el cuarzo esta subordinado y los carbonatos no contienen hierro.

El epidoto también es un mineral común; el oro, la calcopirita y la molibdenita se encuentran relacionados con este evento de alteración hidrotermal y están asociados con pirita.

El evento de alteración caracterizado por la presencia de turmalina es difícil de ubicar en el tiempo. Se cree que la turmalina fue introducida en diferentes momentos y probablemente abarque todos los eventos de alteración. Las vetas formadas en cualquiera de estos tiempos de alteración hidrotermal pueden contener concentraciones menores de turmalina, pero ésta se encuentra principalmente en los episodios hidrotermales tempranos.

Meteorización

El perfil de la meteorización en el área de Las Cristinas es el típico del desarrollado en los ambientes tropicales lluviosos; su clasificación se derivó del estudio de terrenos similares y de las observaciones del campo.

Las tres divisiones principales reconocidas, son:

- El pedolito es el intervalo superior en el perfil de meteorización tropical, que motiva la destrucción de las texturas originales y un enriquecimiento y homogeneización de las concentraciones de oro. En Las Cristinas se reconocen tres intervalos diferentes dentro del pedolito: laterita, zona moteada y zona de arcilla.

- La saprolita es isovolumétrica, con texturas originales conservadas, pero pseudomorfeadas por los minerales de arcilla. Está dividido en tres unidades basadas en los estados de oxidación: óxido, mixto y de sulfuros estables; y en dos unidades basadas en la dureza: la saprolita y roca parcialmente meteorizada.

- El substrato rocoso está dividido en dos intervalos basados en la estabilidad de los carbonatos: substrato rocoso con carbonato lixiviado y substrato con carbonato estable.

Mineralización

Oro: En el distrito aurífero del Kilómetro 88, la ocurrencia N-NE del oro está bien indicada por la orientación y frecuencia de las explotaciones y las extracciones de los pequeños mineros. En las concesiones Las Cristinas se determinó una orientación similar para el oro, mediante la geoquímica de suelos.

La Empresa Minca (CVG 30%, P.D. Venezuela 70%) evaluó, a partir del año 1992 más de 12 millones de onzas de oro, mediante una intensa campaña de perforación (más de 800 sondeos a diamante en una red de 35 m x 70 m) que equivalen a más de 300 Mt con 1.18 g/t de Au, con una ley de corte de 0.6 g/t Au, y 0.14% de Cu.

No conocemos datos posteriores de perforaciones, reservas y tenores, durante la Administración Directa y contratada de la CVG en los años 1997-2008.

El oro en Las Cristinas se encuentra generalmente libre y en las fracturas de los sulfuros (pirita y calcopirita), asociado en el Depósito Conductora-Cuatro Muertos (con más de 270 Mt con 1.16 g/t Au y 0.12% Cu) a zonas de intensa cizalla de dirección N 10º-30º E, 45º-60º SW o trend Cristinas, con alteración carbonático-epidótico en más de un 60% del volumen de las menas y alteración potásica (biotita) en más de un 20% del volumen de las menas (generalmente saprolíticas).

En otros depósitos como Mesones-Sofía-Morrocoy, Córdova-Hoffman (de 1.4 millones de onzas de oro contenidas en 41.6 Mt con tenor de 1.08 g/t Au y 0.33% Cu para un cut-off de 0.5 g/t Au), y Veta Córdova-Hoffman (20.7 Mt con un tenor de 1.30 g/t Au y 395 ppm Cu para un cut-off de 0.6 g/t Au), las mineralizaciones de oro están asociadas a zonas de cizalla de dirección N 40º W, 80º SW o trend Morrocoy, en forma de vetas, vetillas y brechas piroclásticas e intrusivas, con zonas de alteración sericítica y en particular turmaliníferas.

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:

- Brechas turmaliníferas, ricas en Cu-Au
- Vetas y vetillas con cuarzo-pirita-oro
- Vetillas y mineralización diseminada con Cu-Au
- Vetas de cuarzo con sulfuros y oro.

En las áreas de Conductora y Cuatro Muertos, el oro está asociado con la foliación y estratificación de dirección N-NE con un buzamiento medio de 45º al Oeste. La distribución del oro, en la saprolita es esencialmente similar que en la roca caja, con la excepción de ligeros enriquecimientos detectados en la zona moteada y en los intervalos de sulfuro estable.

Mientras que el tenor promedio es ligeramente mayor en la zona intensamente meteorizada, los datos actuales no indican un enriquecimiento significativo y/o una dispersión lateral del oro, como se documenta en otros terrenos intensamente meteorizados del mundo; esto sugiere que los enriquecimientos menores en oro sean más de origen mecánico que químico.

La interpretación de secciones transversales, usando la foliación y los compuestos de oro (intervalos iguales y/o mayores a 3 m con tenor igual y/o mayor a 0.7 g/t Au) definen una zona mineralizada de casi 150 m de ancho y 2 km de largo, que continúa en profundidad y hacia el Sur a lo largo del rumbo. Dicha zona tiene un buzamiento promedio de 45º al Oeste con las variaciones locales de 25º a 60º.

Dentro de esta zona, el material con más de 0.7 g/t de oro forma cuerpos lenticulares de 3 m a 30 m de espesor. Los lentes intermedios con tenores de oro <0.7 g/t son de 3 m a 15 m de espesor. La continuidad de estos cuerpos es generalmente mayor a lo largo del rumbo que en profundidad. La interpretación en planta de las zonas mineralizadas indica desplazamiento local a lo largo de las estructuras con rumbo NW y buzamiento al NE. Estos desplazamientos están en el orden de pocos metros.

Los intervalos que contienen oro están asociados con:

- Foliación moderada a intensa,
- Alteración epidoto-carbonato, y
- Pirita-calcopirita diseminada y/o alojada en vetas

La foliación se reconoce como un control principal en la distribución de oro. Mientras que el tenor no parece estar directamente dependiente de la intensidad de foliación, los intervalos no foliados raramente contienen oro.

La alteración epidoto-carbonato está presente en los intervalos que contienen oro y consiste en epidoto ± carbonato, pseudomorfeando los fenocristales de feldespato y/o fragmentos residuales; así como vetillas de epidoto/carbonato, generalmente subparalelas

a la foliación. Segregaciones milimétricas de calcopirita y/o pirita presentan, a menudo, intercrecimiento con el epidoto.

En las secciones delgadas el oro se presenta como granos libres en cuarzo, segregaciones y rellenando fracturas en la pirita y/o la calcopirita. Las micro pruebas identificaron oro asociado con epidoto-carbonato-calcopirita, con un grado de finura de 986 a 988. El oro asociado con la alteración fílica tiene una finura ligeramente inferior a 974.

En el área de la veta Córdova, la distribución del oro se relaciona con la foliación/estratificación de manera similar que en la zona Conductora; sin embargo, a diferencia de Conductora, el oro se concentra en asociaciones exhalativas/masivas. Los lentes de sulfuros masivos contienen la mayor parte de la mineralización de oro de alto tenor en el área, siendo la excepción una mineralización de estilo diseminada y bajo tenor que se presenta, al igual que en Conductora, en dirección hacia la quebrada La Amarilla. Las secciones mineralizadas, en el área de la veta Córdova, se han interpretado como una serie de paquetes exhalativos con zonas de vetillas asociadas. Un pequeño número de estructuras interceptadas contiene tenores significativos de oro.

Cobre: En contraste con el oro, la distribución del cobre ha sido afectada por la intensidad del intemperismo y el proceso del lateritización. Las perforaciones en Conductora/Cuatro Muertos indican que el cobre se ha lixiviado de la saprolita oxidada y se enriqueció en la zona estable de sulfuros, mientras que la roca caja mantiene la distribución primaria.

Localmente, el cobre secundario se localizó en el substrato rocoso con carbonato lixiviado, particularmente en el área de Cuatro Muertos. Ningún cobre secundario se ha identificado en el intervalo de roca con carbonato estable.

La interpretación de secciones transversales utilizando foliación, compuestos totales de cobre y compuestos de cobre solubles con cianuro, indica que el cobre en el substrato rocoso tiene una distribución diseminada, similar al oro dentro de las áreas evaluadas.

La distribución de cobre primario en la zona estable en sulfuros es esencialmente igual que en el substrato; sin embargo, está variablemente sobreimpreso por cobre secundario soluble con cianuro, el cual puede correlacionarse lateralmente a lo largo del contacto de la zona óxido/sulfuro estable.

La superficie inferior de la zona de cobre secundario generalmente tiene contorno similar al contacto entre la saprolita y la roca caja y, normalmente, está 5 m a 10 m por encima de éste. Las zonas de cobre secundario más espesas se localizan donde existe un mayor desarrollo de la saprolita.

La descripción de núcleos indica que los intervalos que contienen cobre dentro del área del yacimiento, están generalmente asociados con los intervalos que contienen oro y están relacionados al evento de alteración epidoto-carbonato. Los intervalos de cobre, generalmente pueden correlacionarse a lo largo de la foliación.

En la roca caja, el cobre ocurre casi exclusivamente como calcopirita en agregados anhedrales y micro vetas asociadas con carbonato +/- epidoto +/- cuarzo. Poca cubanita se ha identificado en las secciones delgadas. También existen vetas centimétricas de calcopirita +/- carbonato. Estas vetillas son discordantes con la foliación y raramente contienen oro.

Los minerales de cobre en la saprolita son calcopirita, bornita, covelita, calcocita y escaso cobre nativo. Los minerales de cobre secundarios son, a menudo, películas o rebordes en la calcopirita y en algunos lugares la calcopirita ha sido reemplazada completamente. Los minerales de cobre son difíciles de identificar microscópicamente en la saprolita oxidada.

Escaso cobre nativo se presenta como cristales subhedrales a euhedrales en las fracturas abiertas y/o vacuolas. Al microscopio y en micro-pruebas se determinó que la mayor parte del cobre aparece combinado con hematita y goetita. También se han identificado escasa cuprita y tenorita.

Potencial para la Exploración

Los trabajos de exploración, hasta ahora realizados, señalan la existencia de áreas potenciales para la localización y evaluación de oro y cobre adicional; las más importantes son las siguientes:

Conductora y Cuatro Muertos: La perforación en el área de Conductora ha demostrado la continuidad en profundidad de la mineralización de oro y de cobre; Se requiere cerrar la malla de perforación. La zona de Cuatro Muertos tampoco ha sido evaluada en profundidad. Esta área representa un excelente sector para localizar y evaluar recursos adicionales.

TIPOS DE ROCA	LOCALIZACIÓN	EDAD Ma	COMENTARIOS
Granito	Km 24, carretera El Dorado - Las Claritas	2.087 ± 21	Pb-Pb en Circones Isocrona de 3 puntos
Basandesita	Las Cristinas TD874, 113.5 - 120.5	2.143 ± 29	Pb-Pb en Circón, 1 punto concordante, 1 punto discordante
Pórfido Cuarzo Feldespático 1	C0290, 178-190 CO238, 189-196	2.154 ± 6	Pb-Pb en Circones, 2 puntos concordantes
Pórfido Cuarzo Feldespático 3	C0174, 105-126	2.154 ± 5	Pb-Pb en Circones 2 puntos concordantes, 1 punto discordante
Granodiorita	EC 309, 123-140	2.154 ± 2	Pb-Pb en Circones Concordante/ Confiable
Andesita Porfídica	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 Azul	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	CM92D, 179.1-179.5	2.070 ± 29	Ar-Ar
Biotita	CO 23, 46.15-46.30	2.064 ± 9	Ar-Ar

TABLA No. 10 Edades radiométricas de las rocas intrusivas y de las mineralizaciones en Las Cristinas, Estado Bolívar, Venezuela *(Cortesía del Doctor Alfredo Bernasconi, abril, 2002)*

Mesones-Sofía: Ambas zonas parecen ser parte del mismo cuerpo mineralizado, pero están separadas por fallas y diques postmineralización con orientación NE-SW. Se recomienda determinar con sondeos a diamante la extensión lateral y con profundidad la zona Sofía.

Potaso: Esta zona se localiza directamente al Sur de la zona Conductora. Mide unos 400 m de longitud por 150 m de ancho y está orientada en una dirección N-S. En superficie, presenta las mismas estructuras, litologías y alteración que en Conductora.

El potencial para mineralización adicional debe ser probado, aunque Minca asegura que la zona es cruzada por importantes diques de diabasa a poca profundidad, lo cual aminora notablemente su potencial.

Determinación de Edades

Se determinaron edades por el método U-Pb en circón en cinco muestras: diorita intrusiva, pórfido de cuarzo-feldespato no deformado, pórfido del cuarzo-feldespato deformado, pórfido andesítico y granito; adicionalmente, una sexta muestra, proveniente de un dique de diorita, también fue sometida a análisis de datación.

La relación de edades indica que las rocas volcánicas de Las Cristinas son unos 30 Ma, más antiguas que las Metatobas félsicas de Yuruari **(Tabla No. 10).**

Una edad ligeramente mayor para el pórfido andesítico sugiere que las volcánicas de Las Cristinas pudieron haber hecho erupción unos 10 Ma antes que las intrusiones dioríticas y que el emplazamiento del pórfido de cuarzo-feldespato. Por último, parece que el granito es posterior que las rocas volcánicas.

Las rocas caja en que están emplazados estos tipos de mineralizaciones han sido referidas como metavolcánicas y metapiroclásticas intermedias, originadas próximas en un arco magmático, tipo Andes, muy cercanas a la línea de costa del borde continental activo.

Estas rocas metavolcano y sedimentarias fueron intrusionadas por plutones dioríticos de 2.154 Ma por Pb-Pb en circones **(Tabla No. 10)** y por pórfidos cuarzo-feldespático de la misma edad.

La edad de la mineralización datada en biotitas fue de 2.064 Ma por el método Ar-Ar y la edad del metamorfismo, datado en sericita de esquistos micáceos, varía entre 2.139 Ma a 2.190 Ma por el método Ar-Ar. **(Estos datos fueron comunicados gentilmente al autor por el Doctor Alfredo Bernasconi en Abril 2002).**

Ambos tipos de rocas fueron intrusionados por gabros y diabasas anorogénicas de la Asociación Avanavero.

Origen

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.

En los últimos 20 Ma, los depósitos gigantes de pórfidos de cobre-molibdeno y de cobre-oro en la región circum Pacífica, en particular Perú y Chile, están íntimamente asociados a subducción de "ridge" asísmicos **(Rosembaum, 2008),** es decir, sin volcanismo activo y donde el ángulo de subducción es muy bajo (subducción plana), por lo que **Rosembaum, (2008)** concluye que existe una relación en el espacio y en el tiempo entre "ridge" subducción, vale decir placas Nazca e Inca debajo de la placa Sur Americana, además del "hotspot" o pluma de calor de Juan Fernández en la zona de subducción, y la formación de depósitos de pórfidos mineralizados, con alta concentración de fluidos mineralizantes en esas zonas de "ridge" subducción.

En Perú, Norte y centro de Chile, se observan importantes cambios en las rocas volcánicas (más antiguas que la mineralización) antes de que se originen los eventos de mineralización que dan lugar a estos gigantes depósitos de pórfidos de Cu-Mo y Cu-Au. Estos cambios incluyen un incremento abrupto en la relación La/Yb de las rocas volcánicas **(Hollings, 2008).**

Sin embargo, no todos los pórfidos mineralizados se forman en los ambientes geotectónicos mencionados de Perú y Chile, y él extrapolarlos directamente al Paleoproterozoico y Arqueozoico puede resultar cuestionable.

En efecto, la atracción de descubrir un depósito de pórfido gigante de Cu-Mo o Cu-Au es una tarea multidisciplinaria geocientista muy meritoria, y el buscarlos sólo asociados a zonas de subducción, de bajo buzamiento, asísmicas, relacionadas con magmatismo sintectónico calco-alcalino en arcos de islas y mayormente en arcos magmáticos tipo Andes, puede conducirnos a no encontrar en el Precámbrico otros tipos de depósitos gigantes, formados diferentemente, como se puso en evidencia con depósitos gigantes de Cu en el Tibet de edad Mioceno que se originaron en una zona de colisión **(Hou y otros, 2008)** o intracontinental en asociación con magmas potásicos postcolisionales, derivados de una fuente máfica de la corteza inferior, con la contribución mantelar del Cu, Mo o Au, de magmas juveniles asociados o no a un "hotspot" o pluma de calor, debajo del continente.

Regresando al caso de la mineralización de Cu-Au ± Mo, etc., tenemos que la mineralización aurífera ocurre en y alrededor de los pórfidos, generalmente de composición diorítica a granodiorítica, emplazados a niveles subvolcánicos en los CRV más jóvenes de la Provincia Pastora y son comagmáticos y coevales con las rocas volcánicas andesíticas y dacíticas.

Tales depósitos se relacionan con fallas o alineamientos tectónicos regionales, paralelos a la antigua zona de subducción (?)

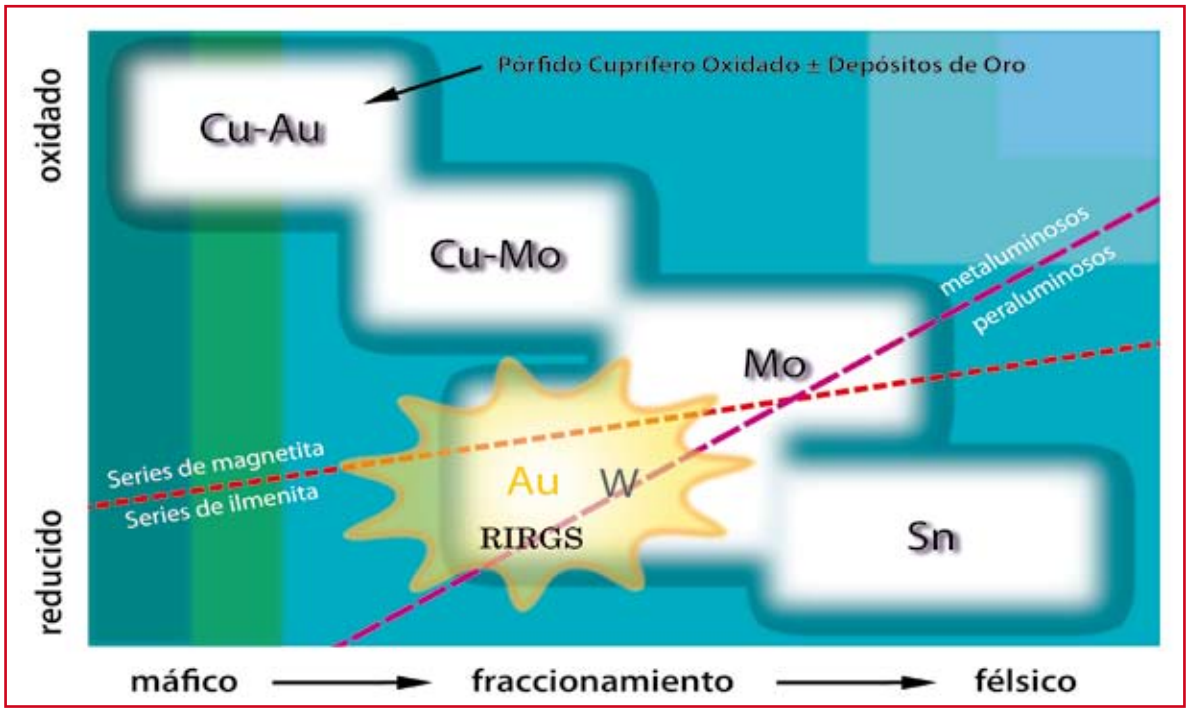


FIGURA No. 112 Fraccionamiento versus oxidación – reducción en tipos de depósitos de Cu-Au. *(Tomado de Sinclair, 2007)*

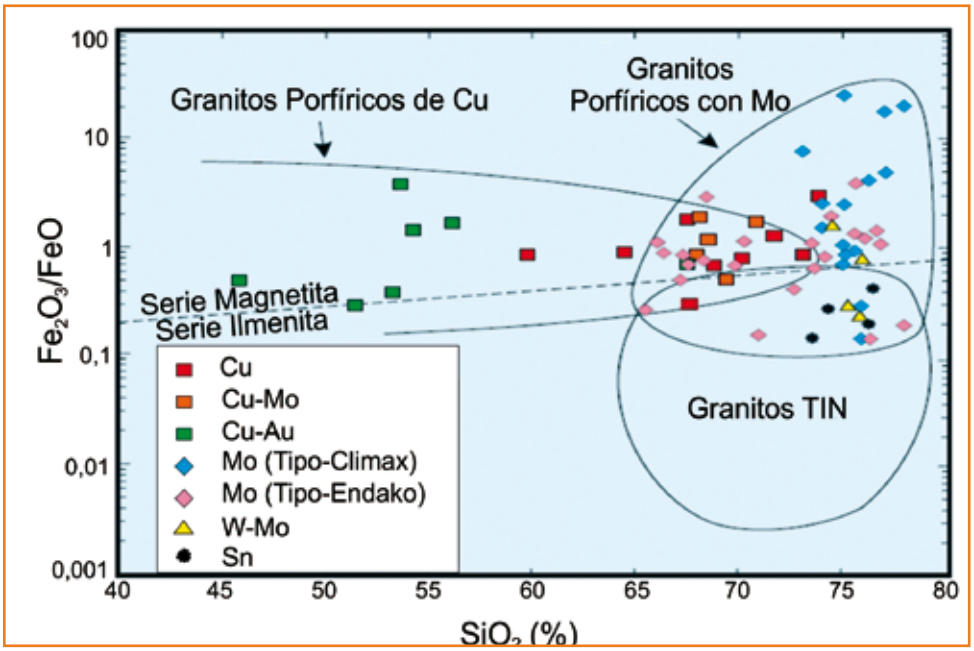


FIGURA No. 113 Diagrama de SiO_2 versus Fe_2O_3 /FeO, mostrando campos de pórfidos de Cu, Mo, y de Sn en rocas graníticas y ambientes reductores *(Tomado de Sinclair, 2007)*

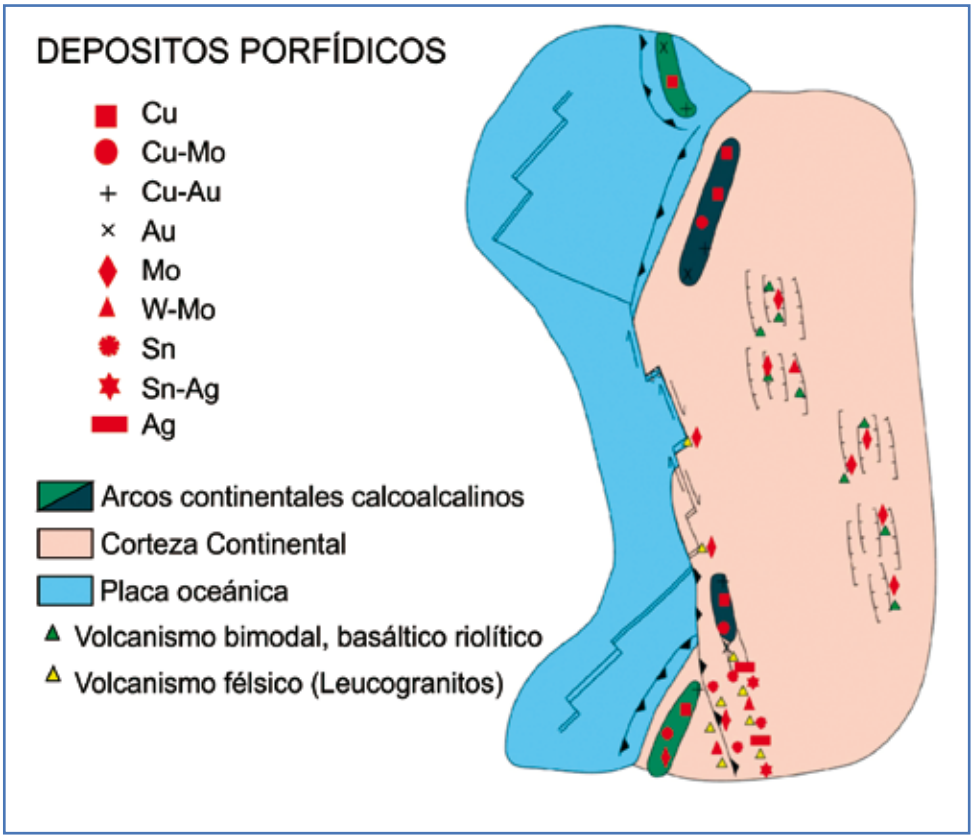


FIGURA No. 114 Ambientes geotectónicos cordilleranos, mostrando sus partes ("Rifts", Arco Magmático y Arco de Islas) depósitos de pórfidos de Cu, Cu-Mo, Cu-Au, Au, Mo, Mo-W, Sn, Sn-Ag y sus rocas huésped (volcánicas calco-alcalinas de arcos de islas, arcos continentales, corteza continental, corteza oceánica y tipos de fallas) *(Tomado de Sinclair, 2007)*

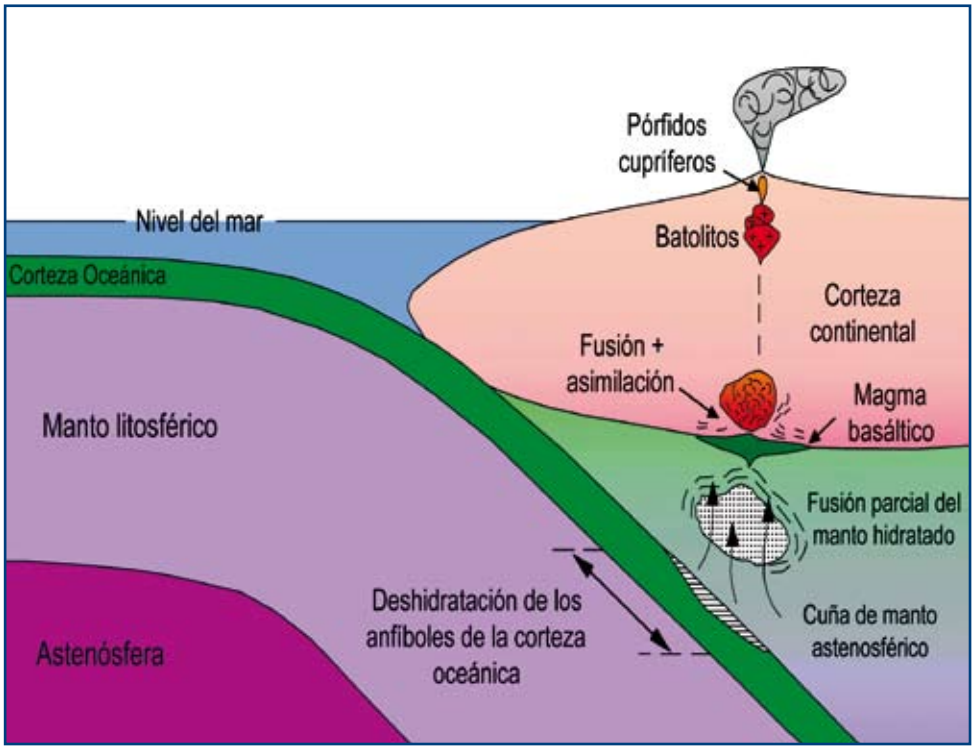


FIGURA No. 115 Modelo tectónico de una zona de subducción, en un margen Tipo Andino, mostrando la evolución del magma desde su origen en la cuña del manto Astenosférico hasta el ambiente volcánico y subvolcánico involucrado en la generación y emplazamiento de los pórfidos de cobre *(Tomado de Moreno y otros, 2006)*

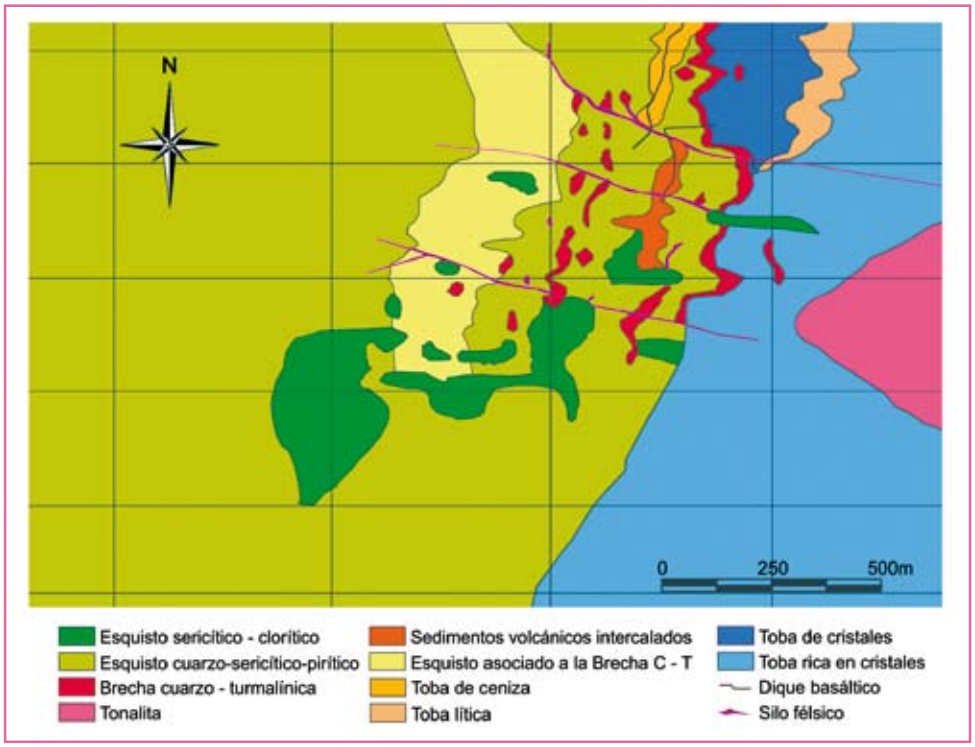


FIGURA No. 116 Secuencia estratigráfica generalizada de rocas volcánicas de la Concesión Brisas *(Tomado de García, 2000)*

Las Cristinas es interpretado como un depósito modelo pórfido, "abortado", de oro-cobre, similar en cierto modo a Omai, Valle Hondo, etc. No obstante, en Las Cristinas, más del 30% del oro está en vetas de hasta 1 m de ancho, con un tenor de 10 o más g/t Au.

Dados adicionalmente varios hechos, a saber:

a. La edad de mineralización de Las Cristinas (2.058-2.070 Ma), Omai (2.094 Ma) y Ashanti (2.105 Ma), está próxima o fue algo posterior a la edad del cierre oceánico de los CRV (2.060-2.100 Ma)

b. La adición de algo de Mo a Cu-Au, y la gran abundancia de turmalina, brechas turmaliníferas. El bajo contenido de Mo confirma zonas continentales encima de zonas de subducción poco pendientes. La gran abundancia de turmalinas se relaciona a rocas graníticas, generalmente postectónicas a intracontinentales.

Se concluye que estos depósitos de pórfidos gigantes de Cu-Au se originaron en arcos magmáticos sobre zonas de subducción poco pendientes durante y/o algo después del cierre oceánico, posiblemente con la presencia de un "hotspot" o pequeña pluma de calor que favoreció la abundancia o riqueza en Cu-Au en los fluidos mineralizantes. Relaciones de La/Yb en las volcánicas apoyaría aún más esta hipótesis aquí planteada.

GEOLOGÍA DE BRISAS DEL CUYUNI

Brisas del Cuyuní se localiza también en el Kilómetro 88 como una continuación de Las Cristinas. Cubre unos 200 - 300 m de profundidad por 1.900 m de largo y 500 m o más de ancho, en una zona de intensa cizalla de dirección N 30º-45º E.

Brisas es un depósito de oro y cobre mayormente diseminados, asociado a sulfuros (diseminados en un 90%, masivo en forma tabular de dique o gran veta conocido como "Pozo Azul", o "Ballena Azul" en un 10%).

Las rocas huésped son metatobas esquistosas andesíticas y dacíticas, submarinas poco profundas, **(Figura No. 116),** tipo Formación Las Cristinas o Metalavas y metapiroclásticas de Las Cristinas (a ser descrita en Brisas-Cristinas, km 88), de edad Paleoproterozoico. Se distinguen los siguientes tipos de rocas:

- Metatobas esquistosas andesíticas y dacíticas, de rumbo N 10 E, 35º W, entre las cuales se cartografían las siguientes subunidades:
  - Metatobas de cristales, cenizas y fragmentos (ignímbritas del techo)
  - Metatobas de cenizas, homogéneas
  - Capas de meta-tobas delgadas contenedoras de la mineralización diseminada de Au, Cu
  - Metatobas ricas en cristales yacentes sobre un basamento anfibolítico, tipo "Anfibolitas de Carichapo"
  - Metatobas y metasedimentarias (metaarensicas feldespáticas inmaduras, arcósicas, típico de cuencas continentales, posible cuenca detrás del arco)
  - Tonalitas intrusivas.

Toda la secuencia de metatobas y metasedimentarias es intrusionada por tonalita, y toda la secuencia y las tonalitas son cortadas por diques y "sills" de diabasas, (de <1 m, a 5 m de ancho) que presenta el mismo tipo de alteración propilítica que la metatoba. La **Figura No. 116** muestra la secuencia general observada.

La mineralización de Au y Cu **(Yonaka y García, 2007)** se presenta en dos formas:

- Diseminada en lentes de hasta 200 m de ancho, paralelos a la estratificación/foliación (N 10º E, 35-50º W) por más de 1.400 m de largo, asociada a pirita, calcopirita y vetillas delgadas de calcitas. Cuando los lentes se enriquecen en potasio (biotitas y sericita) aumenta el contenido de Cu, pero el de Au tiende a decrecer o mantenerse constante, y

- En Ballena Azul, de sulfuros casi masivos (25% pirita) de brecha de sulfuros (pirita, calcopirita, bornita, molibdenita, etc.) con cuarzo y turmalina, de dos generaciones, con mayores contenidos de Au y Cu. La cantidad de Au aumenta proporcionalmente con la cantidad de Cu.

Esta brecha corta, con bajo ángulo, la estratificación/foliación de la metatoba, con reemplazo total del material original de la misma.

La alteración es predominantemente tipo propilítica y es mayor en Ballena Azul (BA) que en los lentes mineralizados y el resto de la litología. En la brecha de BA hay zonas de reemplazo total por turmalina (tipo brecha Mesones de Las Cristinas) y zonas altamente silicificadas.

La ocurrencia de sulfuros masivos en BA muestra una fase temprana, con predominio de piritas y fase posterior de fracturas rellenas de calcopirita. La zona principal de mineralización, diseminada en lentes localizados, muestra la típica alteración propilítica: calcita + epidota + pirita y calcita + clorita + pirita + epidoto.

Los recursos evaluados, para un "cut off" 0.3 g/t Au, por más de 900 perforaciones (> 207.000 m perforados) son **(Gold Reserves 2008)** de 663.2 Mt de menas para 12.66 M oz Au con un tenor promedio de 0.59 g/t Au de Recursos Medidos e Indicados mas 1.78 M lb de Cu con un tenor de 0.122% Cu.Los Recursos Inferidos son 168.38 Mt de menas para 2.62 M oz Au con un tenor promedio de 0.48 g/t Au y 425 M lb de Cu con menas de tenor 0.114 % Cu.

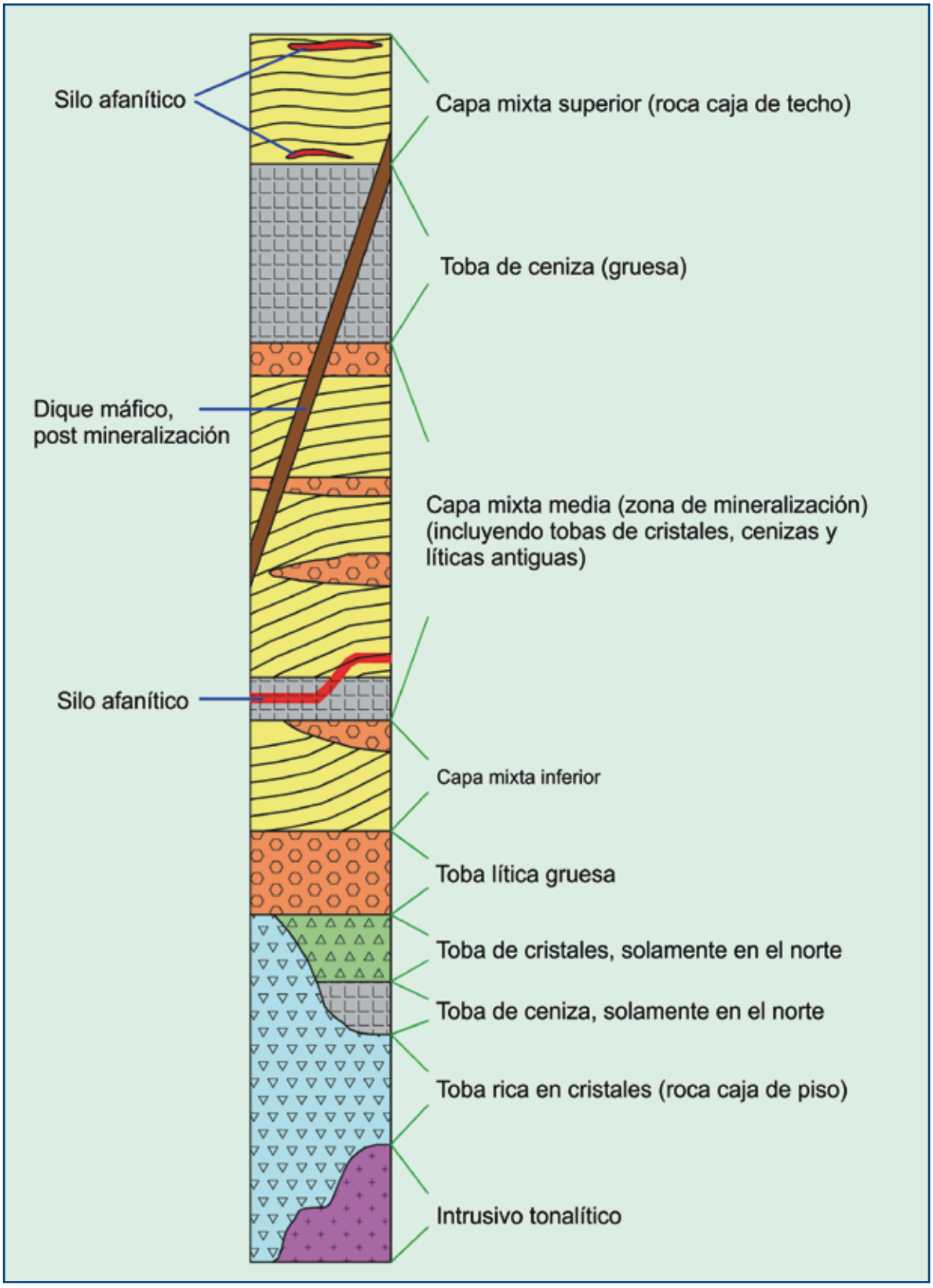


FIGURA No. 117 Columna estratigráfica generalizada de la secuencia aflorante y perforada de la Concesión Brisas *(Tomado de Konaka y García 2007)*

Las reservas probadas en Las Cristinas con las de Brisas del Cuyuní superan los 50 M de onzas de Au, para un "cut off" de 0.3 g/t de Au.

Los recursos geológicos, a mayor profundidad (700 a 800 m desde la superficie) y detalles, totales en oro de ambos depósitos en el Kilómetro 88, Las Cristinas y Brisas del Cuyuní, deben situarse en el orden de unos 60 a 80 M de onzas, es decir, que es quizás el depósito gigante con mayores recursos de oro orogénico del Paleoproterozoico Mundial.

En Bizcaitarra se observan rocas similares a las reportadas en Brisas y Las Cristinas, es decir: metatobas e ignimbritas andesítico-dacíticas del tipo de la Formación Las Cristinas (a ser definida en esa zona); metabasaltos de "Carichapo", TTG del Complejo granítico de Supamo y diques y "sills" de diabasas de la Asociación Avanavero, intrusivas en toda la secuencia.

La mineralización ocurre en vetas de cuarzo brechado, con altos contenidos en óxidos de Fe y Mn, pero bajos contenidos en pirita (<5%), aumentando su tenor hacia el límite con Las Cristinas.

Los "trends" más favorables son igual a los de Las Cristinas, tipo Mesones o NW y tipo Cristinas o NE: Las vetas suelen ser delgadas pero ocasionalmente pueden llegar a 1 m de ancho. Hacia el "footwall" de la veta, la roca presenta alteración caolinítica y hacia el techo o "hangingwall" sericita-muscovita, carbonatos.

Las vetas se localizan en la metatoba del tipo Las Cristinas, aunque algunas vetas de cuarzo intrusivas en los TTG del Complejo granítico de Supamo de esa área, al igual que ocurre en la zona de Vuelvan Caras **(Mendoza, 2000),** presentan alguna mineralización de Au. **(Barakat y otros, 2007).**

Al Oeste del Río Chicanan aflora el Complejo máfico-ultramáfico de Mochila, y al Este del mismo río afloran rocas metavolcánicas y metatobas intermedias y félsicas, metasedimentarias cizalladas y pórfidos alterados.

El CMUM intrusiona al 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 o "pegmatíticas" 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. Se estima que en Serucha reposa la mitad de esos recursos (unas 250.000 onzas de Au).

El Foco representa un depósito de oro en brecha en forma de pipa, típica de los depósitos tipo pórfido, con oro, cuarzo, carbonatos y pirita, y fue 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 extraído más de 2 M de onzas de Au de origen aluvional, entre los años 1930 a 1990.

La Compañía Homestake ganó en concurso de CVG en los años 1993-1994, unas 13.700 Ha en El Foco, en las cuales bajo la Compañía Minera Río Carichapo C.A., gastó unos 8 M de $US en diversos trabajos exploratorios (110 km de picas para geoquímica, geofísica, 1400 muestras de suelos, 44.500 huecos con Auger Drill, 77 huecos a diamante, para 11.500 m de perforación) no logrando sus expectativas, la Compañía cedió sus derechos finalmente.

Según estudios del **USGS-Tecmin (1993),** en El Foco afloran las siguientes unidades: un CRV compuesto de metalavas y metatobas de composición intermedia y máfica, con cantidades menores de chert, metamorfizadas a la FEV (cuarzo-muscovita-clorita) y limitados esquistos anfibolíticos intensamente deformados.

La mineralización-alteración es del tipo cuarzo-sericita-pirita ± turmalina a lo largo de dos zonas de cizallas: Quebrada Tuyuyo (con trend N-NW) y Quebrada Derecha (W-NW). En la intersección de ambos "trends" se localiza el pequeño depósito de oro Alcarabán (unas 60.000 onzas de Au con 2.4 g/t Au).

Una brecha intrusiva y/o de alteración de composición gabroide subyace tal depósito y también está mineralizada con bajo tenor (aproximadamente 2 g/t Au).

El área ocupada por las parcelas Saba, San Miguel, La Pelota y La Leona se localiza al Oeste del km 33, conforme con los trabajos del **USGS-Tecmin (1993).** El área está cubierta por rocas del tipo Formación Botanamo (¿o Venamo?), compuesta mayormente de tobas intermedias y félsicas y algunos basaltos amigdaloides, deformados con "trends" N 35º W.

De todas estas parcelas, la más interesante es La Leona, donde los depósitos de oro son tipo Las Cristinas

(diorita 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 NS (N 10º W). Dos trends de vetas, uno de ellos Matayama de 0,60 m de ancho y orientación N 40º E, 40º SE, con oro a la vista, es intrusiva en una secuencia de metatobas muy meteorizadas, con altos y muy altos tenores. En Las Cristinas también se localizan vetas de cuarzo aurífero de alto tenor con un espesor de hasta 1 m.

Otros trends, N 45º W, N 40º E y N 10º W, registran gran abundancia de vetas y vetillas con cuarzos altamente mineralizados y por el bajo volumen de sulfuros masivos (<10%) versus diseminados y la presencia de Mo y abundantes turmalinas, se postula un ambiente de un borde continental activo, tipo Andes, antes y 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 en los años 1990 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 ensanchamiento y estrechamiento, "pinch and swell", desde la superficie hasta los 40 m de profundidad con un rumbo aproximado N 40º W, en una zona de intensa cizalla, en rocas volcanoclásticas félsicas en contacto con rocas máficas, asociadas a diques andesíticos e intrusiones de pórfidos cuarzo monzoníticos a dioríticos.

Las rocas volcanoclásticas parecen representar la parte más superior de un joven CRV, culminando con algunas BIF (formaciones bandeadas de hierro) aún no formalmente reconocido. Las intrusiones son claramente meso a epitermales.

El cuarzo observado en las vetas a veces presenta cavidades y drusas que se 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 saprolíticos 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, por lo tanto, 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 Cuyuní es un trend cizallado, mineralizado de unos 8 km de longitud por unos 200-300 m de ancho de dirección W-NW. Las zonas mineralizadas ocurren en la intersección de tres trends: EW, que es el principal, NS y NE. La denominada "veta madre" tiene dirección N 20º E por una longitud de unos 150 m y ancho variable entre pocos 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 metatoba félsica e intermedia y pórfidos, muy alterados ambos. Diabasas EW, 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, porque 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 dioritas porfídicas, como rocas receptoras originales de la mineralización.

El autor denominó a esta zona de San Pollo, por su parecido con Las Cristinas, con el nombre de "Cristinitas", pudiendo contener un interesante potencial aurífero diseminado a profundidad.

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 1990 alguna minería informal, pero poco exitosa. No se conocen datos de perforación en esa zona.

SULFUROS MASIVOS VOLCÁNICOS

Sulfuros masivos volcánicos (VMS) se forman por la acción de aguas marinas calientes o hidrotermales, asociados a fondos oceánicos en y hacia zonas de "ridges", relacionados en el Arqueozoico con plumas mantelares y DODO originados en áreas alejadas de los VMS, en zonas convergentes relacionadas a la colisión de arcos de islas-continente. Los VMS son acrecionados o agregados en márgenes convergentes, en ambientes similares donde se forman los depósitos orogénicos de oro (DODO), pero se originaron primero y más distantes que ellos.

En el CRV de Abitibi se registran ambos tipos de depósitos, VMS y DODO. Las comatiitas enriquecidas en Ni de Yilgarn, Australia, por el contrario, se formaron en una corteza continental disruptada o "ridge" anorogénico o pre-orogénico y, por eso allí predominan monzogranitos en lugar de los TTG de los ambientes oceánicos que suelen acompañar a los CRV. En definitiva, un modelo aplicado exitosamente a un CRV puede no ser válido para otro CRV. Cada CRV lleva su signatura o firmas que lo caracterizan e identifican y permiten reconstruir su respectiva historia geodinámica.

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 depósitos de oro, en los CRV tipo Pastora- Botanamo.

Sin embargo, en los CRV de Barama-Mazzaruni de la Zona en Reclamación, equivalentes a 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 rocas, tipo Yuruari, con la Formación Caballape.

Yuruari contiene las "mill rocks", representadas por tobas brechoides en la base o "football" y la Formación Caballape registra tobas y lavas andesíticas calco-alcalinas en el tope o "hanging wall", similar al modelo de depósitos de sulfuros masivos ricos en Zn-Cu de Kidd Creek del CRV de Abitibi cerca de Timmins, en Canadá. 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:

- Valle del Río Marwani en el contacto fallado rocas de Yuruari-metatobas grauváquicas tipo Botanamo, con abundantes "cherts" mineralizados y mineralización de sulfuros.

- Contacto Metalavas tholeiíticas El Callao-Metatobas grauváquicas tipo Botanamo, en Las Flores, en la carretera Alcabala Casablanca-San Juan de Turumbán (Anacoco)

- Parcela minera aurífera Belkis, a 4 km al NW de la mina La Camorra

- Pozo Azul en Brisas del Cuyuní-Las Cristinas

- Zona de contacto Metalavas tholeiíticas El Callao-Formación Caballape, cerca de las minas Panamá y Laguna, y otras zonas en el Distrito Aurífero de El Callao

- Varios puntos en la zona de El Foco.

También existe un buen potencial de VMS, del tipo ofiolítico, que requiere prospección detallada que, en orden prioritario, para ser estudiados y prospectar posibles depósitos de Cr-Ni-Pt-Cu-Au, son:

- Complejo de Verdún cerca de la Piedra del Supamo

- Complejo máfico-ultramáfico de Mochila (Uroy-Mochila)

- Complejos máfico-ultramáfico de Las Flores

- Diques anulares como el de Nuria, intrusivo en los CRV-granitos de Supamo, para potenciales depósitos de Cr-Ni-Pt-Au.

- En la región del Alto Río Caura, aflora un gran dique (Dique El Cácaro) de dirección N 10-20° E, intrusivo en rocas félsicas riolíticas y andesíticas, que produce anomalías circulares de Cr-Ni-Pt-Fe en el Cerro El Cácaro, aunque se desconoce su edad, podría representar un ejemplo similar al Gran Dique de Rodesia.

Todas estas zonas requieren de estudios detallados geológicos, geoquímicos, geofísicos, dataciones radimétricas y consecuentes planes de perforación, modelaje y evaluación final. **Hutchison (comunicación personal,**

1994) es de la opinión de que Las Cristinas-Brisas del Cuyuní, en parte, pueden estar asociadas a sulfuros masivos.

El autor de este trabajo ofrece 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 y la presencia de pequeñas cantidades de Mo y abundante turmalina, en ambos depósitos.

La mineralización ocurre a lo largo de la paleozona de subducción, es decir, la que ocupaba esa zona de subducción hacia los 2.0-2.1 Ga que coincide actualmente con la quebrada La Amarilla, ahora con un rumbo aproximado de N 30º E.

Al Sur franco de El Callao, luego de pasar la Piedra del Supamo, aflora el Complejo máfico-ultramáfico de la Serranía de Verdún (CMUSV), que corta e intrusiona con rumbo NS 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 consiguiente, tampoco perforada.

EDADES DE LAS MINERALIZACIONES AURÍFERAS

Edades U/Pb de rocas intrusivas en la Provincia Pastora (PP) y sus equivalentes: en Guyana formada por los "grupos" Barama, Cuyuní y Mazzaruni; en Suriname por la Provincia Paramaca que se compone de los "Grupos" Marowijne y los "Grupos" Matapi, Paramaka y Arminia; en la Guayana Francesa por Paramaka que está constituida 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 y en el Estado Amazonas, frontera de Venezuela con Brasil, por los "Grupos" Parima y Cauarane. En algunos de estos depósitos se indica que hubo por lo menos cinco o más eventos, al menos para Las Cristinas, sobre la base de determinaciones de Pb/Pb y Rb/Sr en roca total y minerales:

- Edad de formación del CRV tipo Pastora: >2.25 Ma (2.5 Ga - 2.6 Ga?)
- Arco magmático **(Figura No. 111),** Las Cristinas >2.200 Ma
- Edad del metamorfismo en Las Cristinas: 2.160 - 2.170 Ma
- Edad de intrusiones sintectónicas: andesitas y dioritas de Las Cristinas: 2.150 - 2.200 Ma
- Cierre de CRV de Pastora contra Imataca. Mineralización tipo El Callao: (2100 - 2060 Ma)
- Edad de Mineralización de Las Cristinas: 2.064 - 2.090 Ma

En St Elie y Omai, las edades de los intrusivos (2.120 Ma y 2.090), así como la edad de la mineralización fueron similares a las de El Callao, las de Chocó 10, Lo Increíble, de las Cristinas y las de Ashanti (2.090 Ma). En Chocó 10, El Callao, **Phillips y otros (2007)** presentan edades de mineralización más jóvenes de 2.117 Ma, que es la edad del intrusivo más joven, mineralizado.

En efecto, edades de dioritas, rocas caja de la mineralización 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 mineralización como rutilo y titanita por Pb-Pb son de 2.102 ± 5 Ma, es decir, que la edad de mineralización es casi contemporánea con la edad de los intrusivos.

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 mineralización (2.064-2.090 Ma) de Las Cristinas **(Tabla No. 10).** La edad de mineralización fue quizás sólo un poco más 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, 2000).** Así pues, al menos aquí la mineralización fue postcierre oceánico, y posiblemente postsedimentación de facies molasoides, tipo Formación Los Caribes.

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").

MINERALIZACIÓN AURÍFERA DE OTRAS ZONAS DEL ESCUDO DE GUAYANA

MINERALIZACIÓN AURÍFERA DE OMAI, GUYANA

El depósito de oro diseminado, tipo pórfido de oro, de Omai, conocido desde hace más de 100 años, hoy prácticamente agotado, se aloja en rocas del CRV de edad Paleoproterozoico del "Supergrupo" Barama-Mazzaruni (B-M) en las proximidades del Río Omai, afluente del Río Esequivo de Guyana, Zona en Reclamación de Venezuela. Las reservas ascendieron a unos 4.5 M onzas y el tenor de las menas auríferas era cercano a 1 g/t Au.

La secuencia del CRV de B-M de rocas metavolcano y metasedimentarias está intrusionada por pórfidos graníticos y diques de riolitas **(Voicu y otros, 2002).** Toda la secuencia fue suavemente plegada y metamorfizadas, FEV parte inferior, durante la Orogénesis Transamazónica.

Nd de rocas metavolcánicas máficas varía de + 2.1 a + 4.2, lo cual sugiere material juvenil proveniente del manto incorporado a la corteza. Sr isotópico inicial da valores de 0.7019 a 0.7021, derivado de basaltos tholeiíticos diferenciados en ambientes de arcos de islas primitivos o no.

El basamento de esta secuencia está representado por gneises TTG del Complejo de Bártica. Los diques y sills de la Asociación Avanavero son intrusivos en toda la secuencia y aparecen como "ridges" elevados topográficos.

La edad de mineralización por U-Pb en scheelita, es de 1.975 ± 63 Ma, y algo más precisa en titanita de 2.000 ± 5 Ma y rutilo por Pb-Pb de 1.999 ± 6 Ma. La edad de los intrusivos cuarzo-dioríticos y dioríticos en las rocas metavolcánicas, es de 2.096 ± 2 Ma y la edad de las rocas metavolcánicas máficas es de 2.120 ± 2 Ma.

La mineralización de Omai aparece en vetillas muy delgadas y diseminadas, en "stock works" delgados y diseminados en "stocks" tipo diorita y cuarzo-diorita, con abundantes carbonatos ferríferos, sulfatos y scheelita.

MINERALIZACIÓN AURÍFERA DE ASHANTI, GHANA

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 última la edad mínima o más joven de la mineralización aurífera, muy próxima a la edad de mineralización de Las Cristinas y posiblemente El Callao.

La evolución tectónica de Ghana en el Proterozoico, es muy similar a la evolución tectónica de la provincia Pastora, o provincia del oro, en el Escudo de Guayana. En Ghana se inició con una disrupción o "rifting" hacia un borde del cratón Arqueozoico San Luis (hoy en la costa centro oriental de Brasil) hacia 2.35 Ga - 2.30 Ga **(Felybesse y otros, 2006)** con el emplazamiento de material juvenil del manto a la corteza de basaltos y gabros (CRV) hacia 2.25 Ga - 2.17 Ga, seguido de depositación de "flysch" (grauvacas, limolitas y lutitas) volcanogénicas hacia 2.2 Ga y más tarde,

que dieron origen a los CRV Sefwi, Ashanti, Kibi y otros de la Provincia Birrimian.

Esto fue acompañado en 2.16 Ga - 2.15 Ga de plutonismo tonalítico a cuarzo-monzonítico. Aquí se inició un período transicional de magmatismo acrecional de la Orogénesis Eburneana, con el desarrollo de las cuencas Sunayani, Kumasi-Afema y Comoé y su relleno de "flysch" delante del arco de islas. Este océano se cerró hacia 2.0 Ga contra el borde del cratón Arqueozoico de San Luis originándose, entonces, nuevo magmatismo e intensa actividad hidrotermal que concluyó en los ricos depósitos auríferos de Ashanti, coincidente con el collage del Supercontinente Atlántica.

Al final del evento tectónico Eburneano D1 en la margen del cratón San Luis, la provincia aurífera proto-Ghaniana estaba localizada en una península ("foreland") de la zona principal tectónica. Precisamente el cinturón aurífero Ashanti está en la cuenca Birrimian, muy cerca del límite, o sutura, entre el dominio cratónico Arqueozoico y el dominio oceánico Proterozoico o cuenca Birrimian.

Las fallas Konongo-Ashanti-Prestea-Bibiani y Yamfo-Kenyase, que son bien conocidos metalotectos, son contactos tectónicos polifásicos que se iniciaron en D1 como fallas de corrimiento o suturas, y se transformaron durante el segundo evento tectónico D2 como fallas transcurrentes (en parte similar a la falla Gurí).

Los depósitos de oro se formaron al final de la orogénesis Eburneana. La circulación de fluidos hidrotermales se facilitó al final de la orogénesis con un mayor fallamiento y aumento de la permeabilidad. El primer cambio fue de D1 a D2 o de fallamiento tipo inverso, o corrimiento a fallamiento transcurrente.

El segundo cambio fue de D2 al tiempo de levantamiento y erosión, pasando de una deformación dúctil a frágil y la transición entre ambos, dúctil-frágil. El tercer cambio fue el ajuste y reducida actividad entre D1 y D2.

La posición de los depósitos auríferos en relación con la deformación en Ghana, indica que la mayoría de los prospectos auríferos se localizan en zonas de muy baja a media-baja deformación.

Los mayores controles tectónicos son las grandes fallas mencionadas, como Konongo-Ashanti-Prestea, en el contacto entre rocas competentes con rocas poco competentes al estilo de la Falla Cadillac en Abitibi, o a la falla Lo Increíble que separa rocas poco competentes de Yuruari de rocas competentes de El Callao. La actividad magmática, desde algo antes del pico de la actividad hidrotermal, fue un factor muy importante en tan grande mineralización aurífera.

Finalmente, una de las principales características de la mineralización aurífera de Ashanti parece ser la percolación de fluidos hidrotermales, ricos en CO_2 que desarrolló una intensa alteración carbonática (como en la mina Colombia, de El Callao)

En términos globales, la mineralización de Las Cristinas, El Callao, Omai y Ashanti, entre otros depósitos orogénicos auríferos que podemos calificar de gigantes DODO del Paleoproterozoico, está íntimamente relacionada con intrusiones graníticas-dioríticas, en una cuenca volcano-sedimentaria, con baja deformación y bajo metamorfismo y abundante mineralización hidrotermal de oro.

Todo ello forma parte de un evento de acreción costral (en/o posterior a la colisión de los arcos contra los viejos continentes, Pastora contra Imataca, Birrimian contra un borde del cratón Arqueozoico San Luis, etc.) de las orogénesis Transamazónica, y su equivalente Eburneana, en/o próximo al lapso 2.060 Ma-2.090 Ma.

Hubo además otros eventos con removilizaciones y nuevas reprecipitaciones auríferas al final del Transamazónico (1.9 Ga - 1.8 Ga), y en la formación (1.2 Ga) y disrupción del Supercontinente Rodinia (0.8 Ga).

Estudios paleomagnéticos de tonalitas y rocas ultramáficas de los CRV-TTG de Guayana Francesa **(Nomade y otros, 2001),** permitieron determinar un polo denominado OYA, 28º SO 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 hornblenda de rocas tonalíticas, para una edad promedio de magnetización 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.

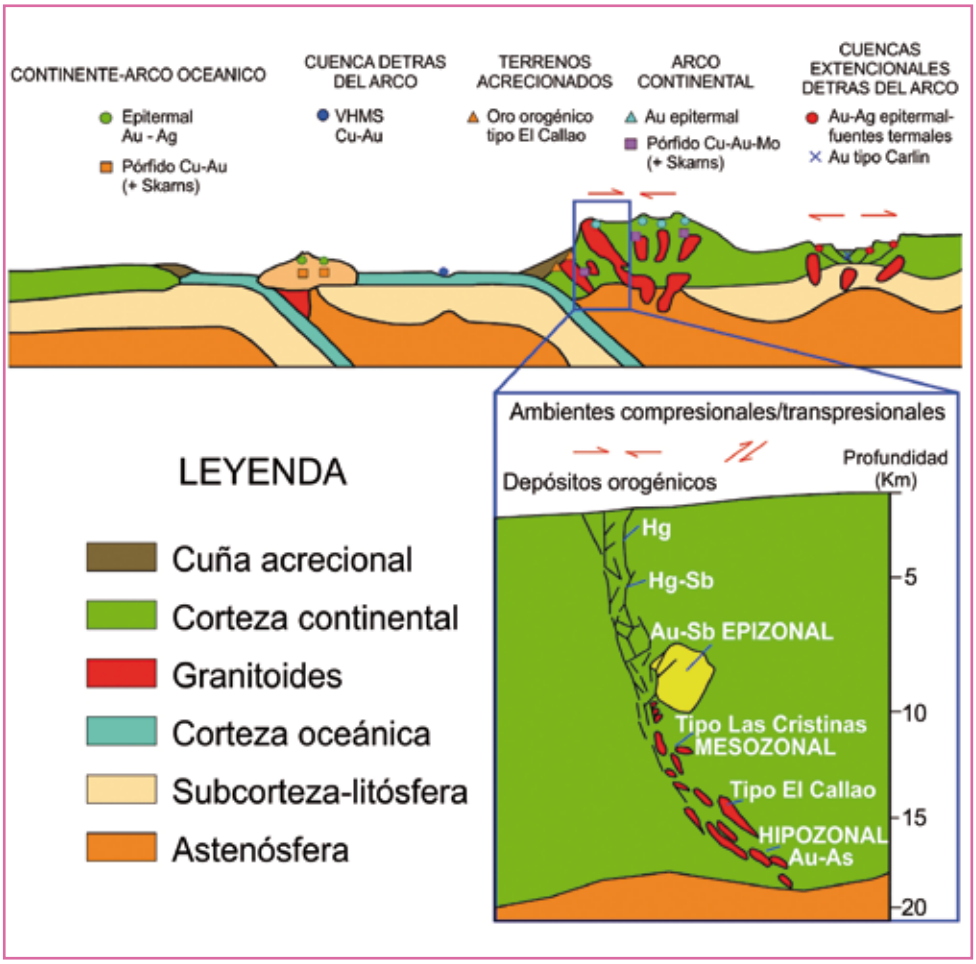


FIGURA No. 118 Ambientes geotectónicos de formación de los depósitos epigenéticos de oro. Las vetas epitermales, los pórfidos y los "skarns" de oro y depósitos, tipo Carlin, se forman en ambientes poco profundos, en regiones detrás del arco y de áreas disruptadas continentales delgadas y falladas. Los depósitos de oro orógeno (DODO) se emplazaron durante eventos colisionales a niveles intermedios a profundos de la corteza *(Tomado de Goldfarb y otros 2001)*

Esta diferencia podría 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 60 M oz
- Brisas del Cuyuní con más de 20 M oz
- Minas Colombia-Sosa Méndez > 8 M oz
- Mina vieja El Callao > 10 M oz ¿?
- Chocó 10, con más de 8 M oz.
- Omai, con 4.5 M oz (Guyana)
- Gross Rosebel con 2.4 M oz (Paramaka, Suriname)
- Paul Isnard con 2.2 M oz (Guayana Francesa)
- Valle Hondo con 1.6 M oz (Venezuela)
- Camp Caimán, con 1.1 M oz (Guayana Francesa)
- Yaou con 0.8 M oz (Guayana Francesa)

OTROS DEPÓSITOS MINERALES

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 MnO_2.

En Sierra del Navío, Amapá, Brasil, se han explotado buenas reservas, con más de 40 Mt y hasta 39% de MnO_2.

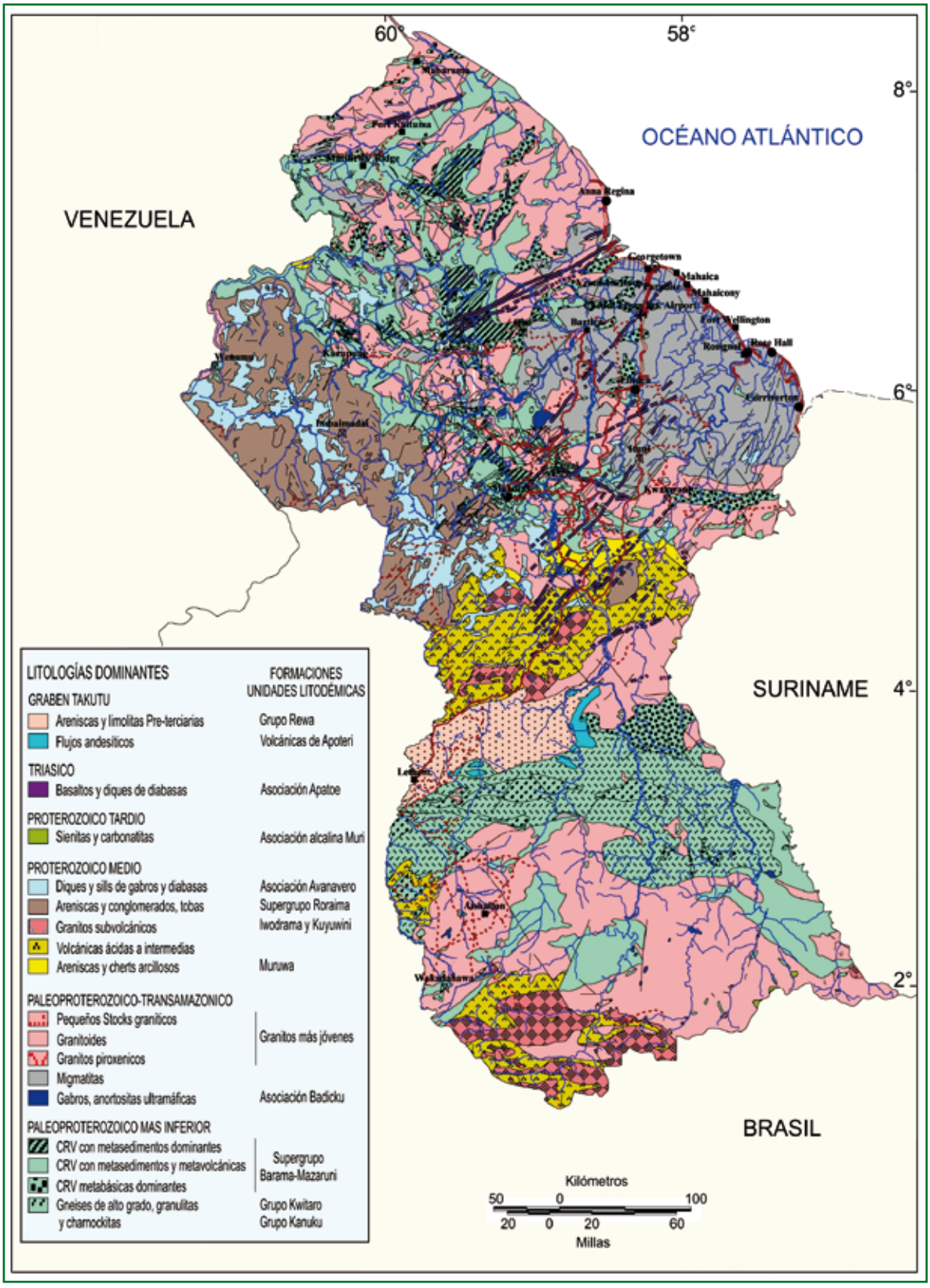


FIGURA No. 119A Mapa geológico de Guyana *(Cole y Heesterman, 2005, Guyana Geology and Mines Commission)*

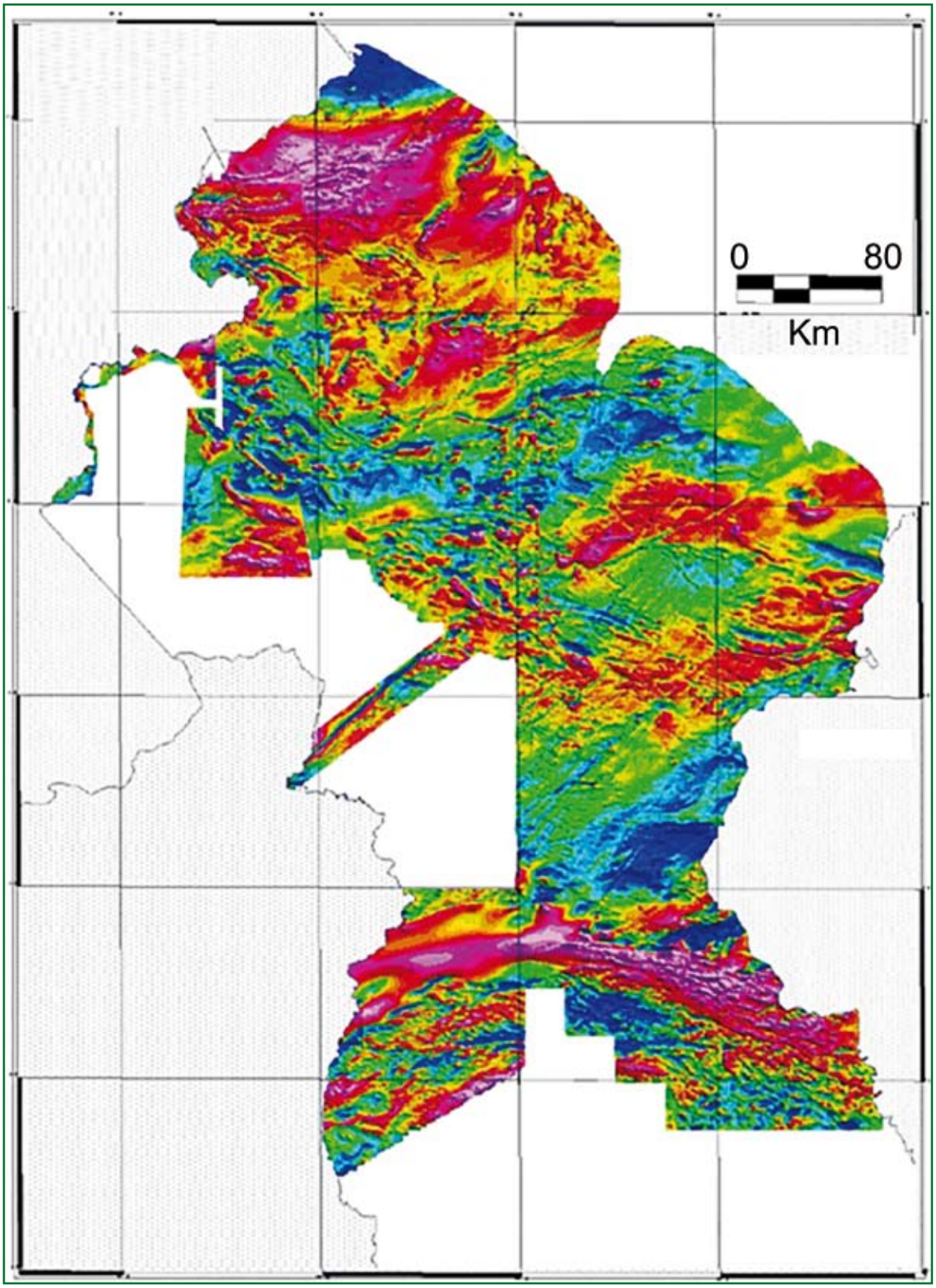


FIGURA No. 119B Mapa Aeromagnético de Guyana, incluida la zona en reclamación, a escala 1:3.500.000 *(Cole y Heesterman, 2005, Guyana Geology and Mines Commission)*

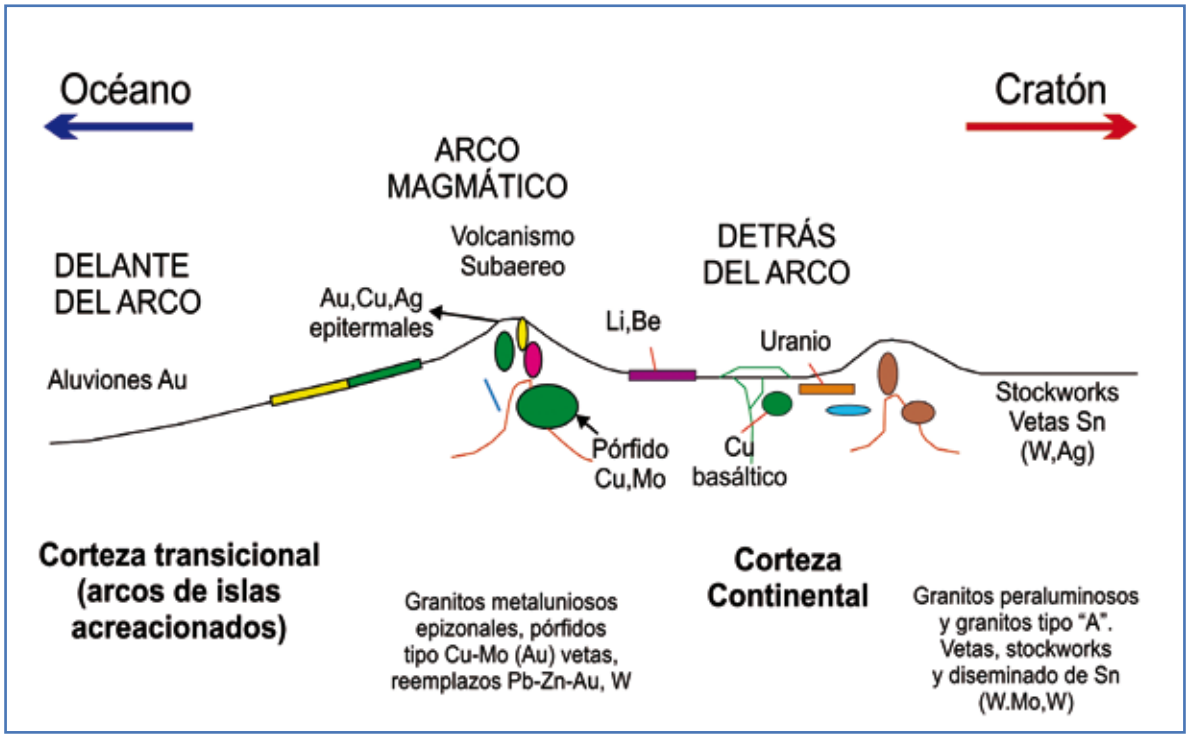


FIGURA No. 120A Arcos magmáticos tipo "Andes", caracterizados por volcanes subaéreos, calderas, domos, lavas, ignimbritas y tobas en la parte central del arco, seguidos a poca profundidad (< 1 a 2 km) por granitos metaluminosos. El arco magmático puede contener depósitos epitermales de Au, Cu, Ag y pórfidos de Cu, Mo, Au, Ag, Sn, Pb-Zn, W, K, Sb, Hg. Este tipo de arco se desarrolla en las cordilleras de las Américas, en la margen Pacífica, desde Alaska hasta Tierra del Fuego *(Tomado de Laznicka, 2009)*

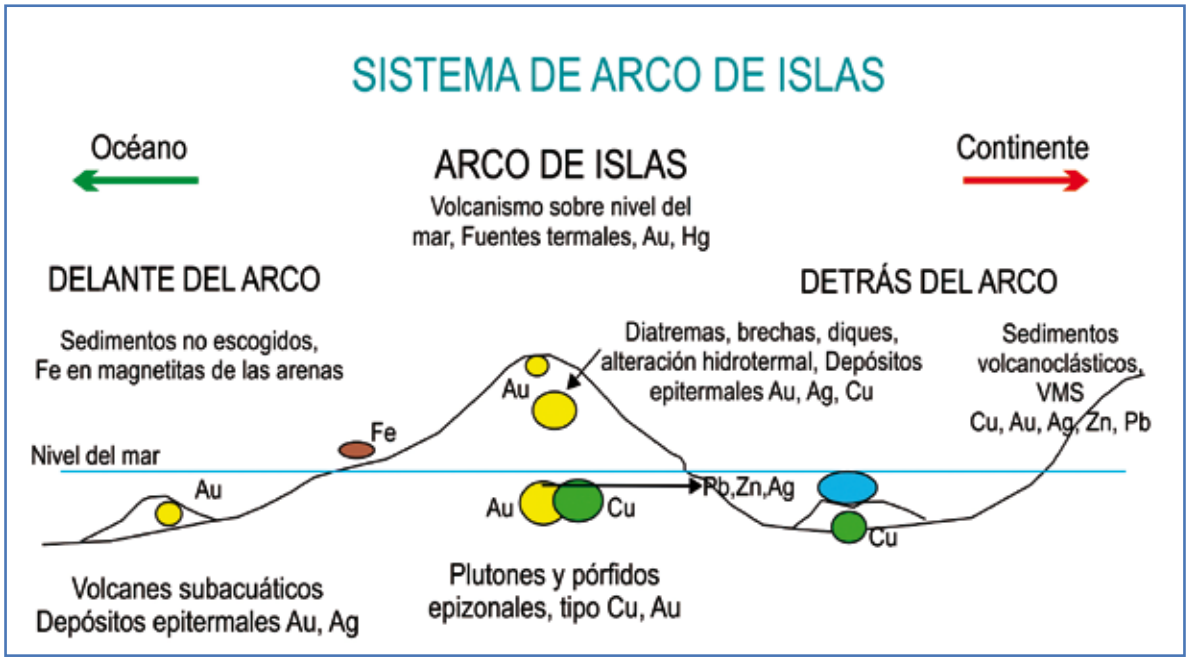


FIGURA No. 120B Sistema de arco de islas: Volcanismo, plutonismo y metalogénesis no difiere mucho de su contraparte de arcos magmáticos, tipo Andes, excepto por su basamento que es oceánico y máfico-ultramáfico *(Tomado de Laznicka, 2009)*

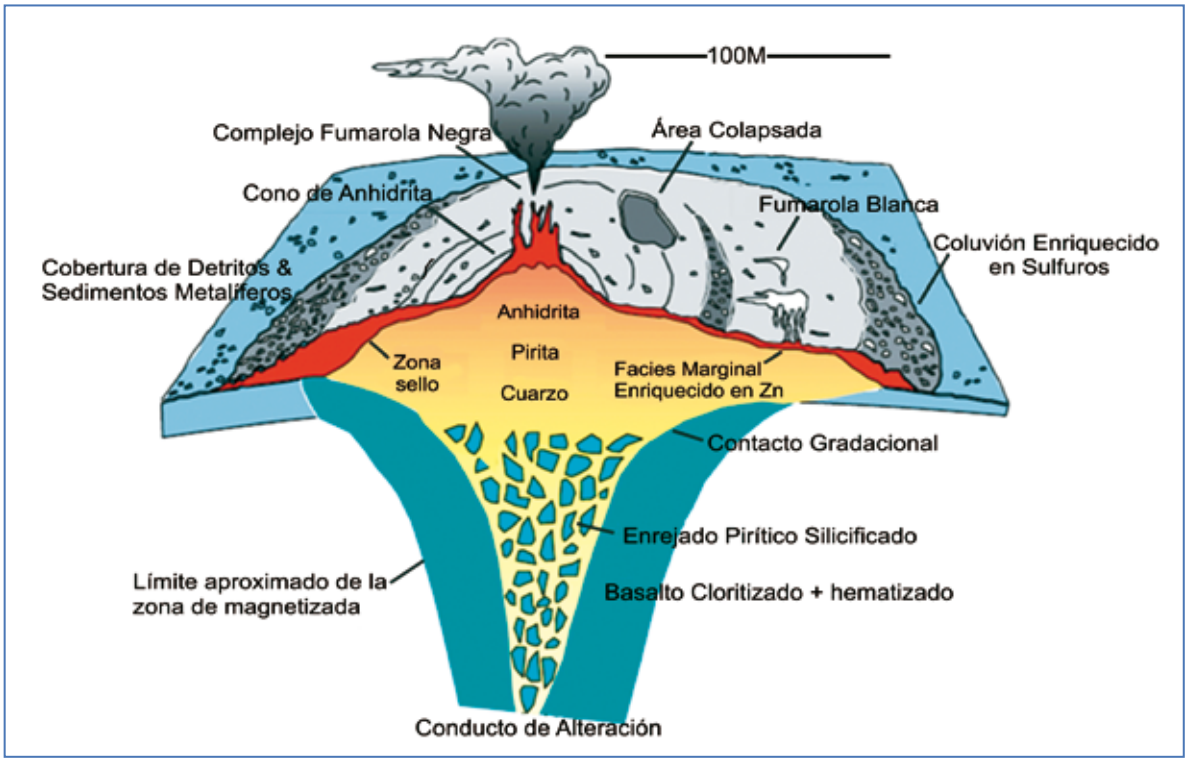


FIGURA No. 121 Diagrama esquemático de la formación de sulfuros masivos volcánicos (VMS), enriquecidos en sulfuros diseminados y masivos con subyacente resto de la Pipa Brechada con mineralización tipo Stockworks de vetas con sulfuros *(Tomado de Galley y Otros, 2007)*

TECTONISMO	ZONA CUCHIVERO		ZONA GUANIAMITO - SUAPURE		REGIÓN PARGUAZA - AMAZONAS	
Facies Molasoides	S U P E R G R U P O R O R A I M A					
1.350 Ma					ASOCIACIÓN SUAPURE	Riodacita Porfídica del Río Guayapo Granodiorita del Sipapo Granito de Pijiguaos Granito de Marieta Granito Rapakivi de El Parguaza Granito Guaniamito
ANOROGÉNICO						
1.550 Ma						
1.790 Ma	METABASITAS		METABASITAS		BAUCHITAS Y METABASITAS	
TECTÓNICO TARDÍO A POSTCOLISIÓN	ASOCIACIÓN CUCHIVERO	Granito de Santa Rosalia Volcánicos de Caicara	ASOCIACIÓN CUCHIVERO	Granito de San Pedro Granito de Santa Rosalía Volcánicas de Caicara	ASOCIACIÓN CUCHIVERO SIN DIFERENCIAR	
1.980	SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO		SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO		SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO	
	S U P E R G R U P O P R E - R O R A I M A					
	Complejo de Supamo		Complejo de Supamo/ Complejo de Imataca¿?		Complejo de Imataca/ Manto Superior¿?	

FIGURA No. 122 Unidades litodémicas de la Provincia Geológica Cuchivero *(Tomado de Mendoza, 1974, 2000)*

Provincia Geológica de Cuchivero-Amazonas

• Cuchivero •

INTRODUCCIÓN

Durante el Paleoproterozoico Tardío al Mesoproterozoico rocas intrusivas a volcánicas félsicas, calcoalcalinas, pertenecientes al arco magmático de Cuchivero y rocas sedimentarias de los supergrupos pre-Roraima y Roraima, intrusionaron y se depositaron, respectivamente, sobre un basamento de CRV-granitos sódicos asociados del tipo Complejo granítico Supamo, en las partes Sur, centro y Oeste del Escudo, y probablemente del Complejo metamórfico de Imataca, (?), en la parte Norte-Noreste del Escudo de Guayana en Venezuela, al final y después de la Orogénesis Transamazónica.

Schulze y otros (2005) postulan debajo de los granitos tipo de Guaniamo, facies equivalente del granito rapakivi de El Parguaza, un basamento tipo Imataca/manto agotado Neoarqueozoico, obductado, yacente sobre corteza oceánica litosférica arqueozoica subductada.

Esta provincia Cuchivero incluye, principalmente, rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmáticas con granitos calcoalcalinos de la Asociación Cuhivero; metaareniscas, metaconglomerados, metalimolitas, metatobas, etc., del Supergrupo pre-Roraima, y rocas similares sin metamorfismo del Supergrupo Roraima; sills, diques, apófisis, "stocks" de rocas diabásicas-gabronoríticas cuarcíferas de la Asociación Avanavero, el Granito Rapakivi de El Parguaza, y complejos alcalinos como el de La Churuata y rocas asociadas, así como intrusiones de Carbonatita de Cerro Impacto, lamprófiros y kimberlitas eclogíticas diamantíferas de Guaniamo.

La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el Sur-Sureste en el lado Este del Estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del no diferenciado Proterozoico, según **Sidder y Mendoza (1995)** y continuar en Brasil como la Provincia Ventuari-Parima-Tapajós.

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

Mendoza (1974), en el área del Río Suapure **(Figura No. 122),** 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 Supergrupo Roraima.

El autor reconoce, a pesar de la práctica en Brasil, Guyana, Suriname, etc., de los usos de unidades litoestratigráficas para rocas volcano-plutónicas, que ello es inadecuado y propone ahora que tal nombre de Supergrupo Cedeño sea cambiado, de concepto litoestratigráfico que no le es apropiado, por el litodémico, tal como la Superasociación Cedeño.

La Superasociación Cedeño la define el autor como formada por la Asociación Cuchivero (constituida por: Volcánicas de Caicara, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro y Metabasitas de Guaniamito) y la Asociación Suapure (formada por el: Granito de Pijiguaos, Granito Rapakivi de El Parguaza y sus facies, Granito de Guaniamito, Granito del Marieta, etc). Cada una de estas unidades litodémicas contiene la misma localidad tipo, composición litológica, edad radimétrica, y otras características de las indicadas previamente bajo la denominación litoestratigráfica de Supergrupo, Grupo o Formación **(Mendoza y otros, 1977).**

SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO

Asociación Cuchivero

El "Grupo Cuchivero", ahora denominado Asociación Cuchivero convalidando la primera nomenclatura de **McCandless, (1965),** fue definido por **Ríos (1972)** como compuesto de rocas volcánicas riolíticas de la "Formación Caicara", ahora Volcánicas de Caicara, y de granitos biotíticos de Santa Rosalía y Granito alaskítico de San Pedro **(Mendoza, 1974).**

Originalmente se incluía al Granito hornbléndico de Guaniamito dentro de esta Asociación Cuchivero, pero dada su composición y edad, a pesar de presentar estructu-

ra gneisica, por efecto de la Falla de Cabruta, ahora se incluye como un equivalente del granito rapakivi de El Parguaza, de tendencia tholeiítica, de alto contenido en Fe.

Levantamiento, inclinación y erosión del escudo puso al descubierto en la zona NW 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, de Amazonas, Venezuela;
- El "Supergrupo" Uatumá ("Formaciones" Surumú e Iricoumé Granodiorita del Cerro de la Miel); y el Grupo Surumú, de Brasil;
- Los "grupos" Burro-Burro y Kuyubini de Guyana y con la "Formación" Dalbana de Suriname **(Mendoza y otros, 1977).**

En la Guayana Francesa las rocas tipo Asociación Cuchivero son escasas y lo propio se observa en el Cratón de África Occidental **(Gibbs, 1987).**

Al parecer, el borde activo de Sur América siempre ha estado hacia el Oeste y debajo de él, sobre una zona de subducción. En un arco magmático del tipo Andes, se desarrolló la Asociación Cuchivero.

En Brasil **(Sial y otros, 1999)** proponen que la distribución de rocas graníticas es como se indica:

- Abundancia de rocas graníticas anorogénicas, tipo granitos rapakivis, en la región N-NW.
- Granitos epidóticos, calco-alcalinos, tipo Cuchivero, con alto contenido de K_2O a shonshiníticos y ultrapotásicos más abundantes hacia la región NE.
- Granitos de arcos de islas, de edad Neoproterozoico, existentes sólo en Brasil Central.
- Granitos sintectónicos del centro, Este y Sur del Brasil. En el Sur se destaca una gran abundancia de granitos tardíos tectónicos a post-tectónicos de edades <0.6 Ga intrusivos en rocas del orógeno Brasiliano-Pan Africano. Este magmatismo es el producto de retrabajamiento y fusión parcial de rocas graníticas con alto contenido de potasio, formadores de corteza continental del Paleoproterozoico.
- Algunos pocos granitos anorogénicos y sienitas ultrapotásicas, sobre todo del centro de Brasil, se derivaron por procesos de fusión parcial y diferenciación de material del manto superior.

En general, la Provincia Cuchivero equivale o forma parte de la Provincia Ventuari-Parima-Tapajós, que ocupa una porción occidental del Cratón Amazónico y está formada por una serie de arcos magmáticos de edad 1.98 Ga - 1.88 Ga y que se caracteriza por un marcado trend tectónico NW-SE, desde los Ríos Cuchivero-Ventuari hacia el Río Tapajós.

El Dominio Tapajós representa un complejo arreglo de asociación de rocas graníticas, volcánicas a plutónicas, formadas al parecer, durante dos eventos orogénicos, post-Transamazónicos **(Santos y otros, 2004):**

- Orógeno Tapajós-Parima (2.040 Ma - 1.998 Ma), compuesto de cinco arcos magmáticos, bajo la orogénesis Mundurucus.
- Orogenia Tropas, de 1.907 Ma - 1.877 Ma.
  La orogenia Mundurucus está separada de la orogenia Tropas por un período de ausencia de rocas de unos 50 Ma, aproximadamente.
- Rocas del período post-orogénico o post-colisión (1.870 Ma - 1.760 Ma).

En la **Tabla No. 27** se indican los diferentes tipos de asociaciones y grupos de rocas que forman el Dominio Tapajós.

Las rocas del Dominio Tapajós están separadas por tres cuencas de edad Fanerozoico:

- Cuenca Solimoes, al Norte, del Cenozoico
- Cuenca del Amazonas Central, de edades Paleozoico y Mesozoico, y
- Cuenca Cachimbo al Sur.

La orogénesis Mundurucus se:

1. Inició como un magmatismo tipo arco de islas con el Complejo Cuiú Cuiú: rocas graníticas TTG (tonalitas a granodioritas), con una edad U-Pb en circones de 2.011 Ma ± 23 Ma, variando entre 2.040 Ma a 1.998 Ma para todas las rocas de este complejo (similar, pero al parecer más joven que el Complejo granítico TTG de Supamo), seguido de rocas del Grupo Jacareacanga.

2. Grupo Jacareacanga: muestra tres secuencias de rocas de arriba abajo, que son:

- **a.** Esquisto Sai-Cinza: secuencia turbidítica metamorfizada a la FEV, como esquisto, filita micácea y cuarcita, de posible ambiente de "trench" o surco
- **b.** Intercalaciones de metaturbiditas con cherts y BIF
- **c.** Metabasaltos oceánicos.

El GJ se considera más antiguo que las rocas graníticas del Complejo Cuiú-Cuiú (CCC), ya que se han observado xenolitos de rocas similares a las del GJ dentro de tonalitas del CCC. Edades U-Pb en circones, en estas rocas van de 2.125 Ma a 2.098 Ma. Este arco de islas fue seguido por asociaciones graníticas de dos arcos magmáticos, tipo An-

des, de monzogranitos y granodioritas (Asociación Intrusiva Creporizao de 1.980 Ma - 1.957 Ma), y sienitas y rocas intermedias (Jamanxim, de 2.000 Ma - 1.986 Ma).

Luego de unos 50 Ma sin presencia de rocas, se parece repetir el ciclo con otra asociación de rocas de arcos de islas (Asociación Tropas, compuesto de TTG y meta-basaltos, de 1.906 Ma - 1.886 Ma), seguida de un tercer arco magmático (Asociación Intrusiva Paraguari, formado por tonalitas a sienitas, de 1.880 Ma ± 12 Ma por U-Pb en circones para la localidad tipo del Granito de Paruarí. Edades Pb-Pb por evaporación en circón confirmaron esta edad (1.883 Ma ± 2 Ma a 1.882 Ma ± 4 Ma).

En el SE del Estado de Roraima, al Sur de la frontera de Brasil con Venezuela, afloran rocas calco-alcalinas del Dominio Uatumá-Anauá (DUA), de 1.97 Ga a 1.89 Ga, separadas en dos subdominios, con mineralización aurífera **(Almeida y otros, 2006):**

- Asociación granítica Martins Pereira, calcoalcalina, con alto contenido de K_2O y de edad 1.97 Ga. ND TDM modelo de edades con 2.67 Ga - 2.33 Ga, Nd1.97 (0.92 a -4.74) y altas relaciones de 207Pb/204Pb (15.58 – 15.70).

Este granito de Martins Pereira es buen ejemplo de granito tipo I calco-alcalino, con alto K **(Esteves Almeida y otros 2008)** generado por retrabajamiento y reciclamiento de terrenos antiguos pre-existentes de edad Paleoproterozoico y Neoarqueozoico.

- Granitos tipo S de Serra Dourada, de edad 1.96 Ga. Igualmente de estos granitos post-colisionales según sus valores isotópicos de Nd, quizá se derivaron de rocas más antiguas próximas, como las del Grupo Cauarane de 2.46 Ga a 2.27 Ga. El Complejo Anauá se compone en su mayor parte de granitos tipo TTG. Los granitos intrusivos en el basamento del Grupo Cauarane, son:

a. Granito Igarapé Azul, de 1.89 Ga con posible columbita-tantalita
b. Granito Caroebe, de 1.90-1.89 Ga.
c. Asociación Agua Branca:
- Volcánicas de Jatapan de 1.89 Ga y
- Charnockitas de Santa María de 1.89 Ga.
d. Granito tipo A con mineralización de amatista en pegmatitas:
- Granito Moderna, de 1.81 Ga
- Granito Mapuela, de 1.87 Ga.

La asociación post-orogénica o post-colisión consta de cuatro grupos de rocas, a saber:

- Supergrupo Uatumá
- Grupo Iriri: rocas volcánicas y piroclásticas félsicas a intermedias. Una riodacita de Iriri dio una edad por U-Pb SHRIMP, en circones de 1.870 Ma ± 7 Ma Las volcánicas de Iriri ocurren asociadas al Granito Río Dourado **(Barros y otros, 2006).** Edades U-Pb en circones dan: 1.898 Ma ± 43 Ma para las volcánicas y 1.884 Ma ± 4 Ma para los granitos de Río Dourado. Según estos autores, estas rocas se formaron en un ambiente de "rift" continental. El autor difiere de ello, y al igual que para la Asociación volcano-plutónica de Cuchivero, piensa que estas rocas forman parte de un arco magmático tipo Andes.

- Asociación Intrusiva Maloquinha: granitos post-orogénicos de la Mina Santa Rita, dieron una edad de 2.459 Ma ± 11 Ma, determinada en xenocircones por U-Pb **(Santos y otros, 2004).**

- En el Río Tropas estas rocas graníticas por U-Pb SHRIMP, dieron una edad de 1.877 Ma ± 12 Ma a 1.864 Ma ± 18 Ma, idéntica a la edad de granitos de Cuchivero en Guaniamo **(Schulze y otros, 2005).**

- Estas edades U-Pb SHIRMP en circones, cercanas en ambas unidades, a los 1.864 Ma - 1.870 Ma apoyan la idea de que ambos tipos de rocas son comagmáticas y, en consecuencia, debería hablarse de Superasociación y Asociaciones, particular y específicamente aplicables a rocas graníticas, siendo totalmente improcedente, en opinión del autor, los usos de Supergrupo y de Grupo.

- Cubierta sedimentaria fluvio-continental: areniscas, arcosas, conglomerados, tobas félsicas, lutitas rojas, tipo Grupo Roraima, aquí denominadas Grupo Palmares, de edad algo incierta de >1.780 Ma (edad de las diabasas intrusivas) a <1.870 Ma (edad de granitos discordantes debajo de la cubierta sedimentaria).

- Rocas máficas, principalmente diques de diabasas que pasan a gabroides y tonalíticas de varias edades, como por ejemplo la Diabasa tholeiítica continental de Crepori de 1.789 Ma a 1.771 Ma.

- Granitos rapakivis de variadas edades: Asociación Intrusiva Cumarú de 1.830 Ma, Granito Porquinho de 1.786 Ma ± 14 Ma por U-Pb circones; Asociación Intrusiva Teles Pires de 1.793 Ma a 1.767 Ma, etc.

Quizás las rocas más jóvenes del Dominio Tapajós-Parima son el Gabro Ingarana y la Anortosita Jutai. El autor estima que las rocas volcánicas y piroclásticas de Caicara y los granitos de Santa Rosalía en la Guayana Venezolana son totalmente equivalentes en ambientes y edades a rocas similares, en la provincia Ventuari-Parima-Tapajós aquí resumida.

En Cuchivero-Suapure-Ventuari también afloran sobre las mencionadas rocas graníticas y volcánicas, rocas sedimentarias del Grupo Roraima, y ambas son intrusionadas

por diques de diabasas tholeiíticas continentales de la Asociación Avanavero. La diferencia principal entre ambas regiones reside en que los granitos rapakivis, anorogénicos, granitos tipo A1, tanto del Parguaza en Venezuela como en Parima y Surucucú en Brasil, que son de edades próximas a los 1.55 Ga -1.45 Ga; en Tapajós los granitos anorogénicos, "rapakivis" de Teles Pires y Maloquinha dan edades radiométricas, mucho más antiguas, de 1.70 Ga a 1.8 Ga, por lo que el autor los interpreta a estos últimos como rocas graníticas tipo A2 post-colisionales, post-tectónicas, pero que posiblemente no sean realmente granitos tipo A, reducidos, con bajo contenido de H_2O y baja fO_2, rapakivis, sino que posiblemente se trate de granitos oxidados, con magnetita y relativo alto contenido de agua y fugacidad de oxígeno.

Una de las diferencias fundamentales entre granitos post-colisionales, tipo Cuchivero, y los granitos rapakivis, tipo Parguaza, es que los primeros son de tendencias calco-alcalinas, poco diferenciados; mientras, que los segundos son de tendencia tholeiítica muy bien diferenciados. Esto podría, quizá, también aplicarse a los granitos de Tapajós para una mayor clarificación de estas correlaciones a gran distancia.

Esta provincia de Cuchivero se compone esencialmente de rocas granitoides calcoalcalinas **(Tassinari y otros, 2000; Mendoza y otros, 1977)** y su basamento en el Sur del Escudo de Guayana en Venezuela son gneises y migmatitas tonalíticos, similares a las de los Complejos granítico Supamo (2.24 Ga en granodioritas de Las Bonitas) y Bártica, pero recristalizados y que dan edades de sólo 1.75 Ga a 1.83 Ga para los Gneises de Minicia - Macabana y cuarzodioritas de Atabapo, respectivamente.

En Tapajós la mineralización aurífera parece estar relacionada con los granitos Paraguarí y las volcánicas del "Supergrupo" Uatumá. En el Estado Roraima, **Reis y otros (2000)** reconocieron el Evento Uatumá (1.9-1.7 Ga) en el que se desarrollaron dos asociaciones volcano-plutónicas calco-alcalinas: "Grupo" Surumú al Norte (continuidad de las Volcánicas de Caicara y granitos asociados), limitando con Venezuela (Gran Sabana-Ventuari) y "Grupo" Iricoumé al Sur.

Las volcánicas de Surumú, están foliadas y son verdaderas ignimbritas brechoides soldadas, de composición química riolítica **(Fraga y otros, 2008)** y su edad de 1.982 Ma ± 3 Ma por U-Pb en circones, es muy similar a la edad de las tobas riolíticas de Ikabarú. Relacionadas con las volcánicas de Surumú, afloran otras volcánicas definidas como Formación Cachoeria da Ilha, post-colisional con más altos valores de Ga/Al = 1.87-248 y FeT/ (FeT + Mg) = 0.63-0.84 que las volcánicas de Surumú, pero prácticamente de la misma edad U-Pb de ellas con 1.983 Ma ± 15 Ma.

Rocas sedimentarias de ambientes marinos muy poco profundos se observan concordantemente debajo de las rocas volcánicas del "Supergrupo" 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, la Formación Murawa de Guyana y la Formación Ston de Suriname y apuntan hacia una sedimentación tipo molasoide. Esta sedimentación molasa pudo ser, en parte, hasta contemporánea al comienzo del volcanismo y plutonismo ácido del Paleoproterozoico, y posiblemente, indica el final de la orogénesis Transamazónica, con rocas sedimentarias y asociaciones ígneas continentales post-colisión de bloques y post-cierre oceánico, 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 rocas Volcánicas de Caicara, son comagmáticas con los granitos de Santa Rosalía y San Pedro, que forman la Asociación Cuchivero, así también las rocas volcánicas de Surumú e Iricoumé del Norte de Brasil son comagmáticas con los granitos de Pedra Pintada y Agua Branca, rocas graníticas tipo I, con una edad en circones U-Pb de 1.962 Ma ± 42 Ma, formadas post-colisión, al final o ligeramente después de la Orogénesis Transamazónica, según **Reis y otros (2000).**

Edades similares obtuvieron **Gray y otros (1995)** para las Volcánicas de Caicara en la zona de Icabarú, donde son basamento de rocas de Roraima. Sin embargo, aunque **Mendoza y otros (1977)** también habían considerado las rocas de la Asociación Cuchivero como tectónico-tardías a post-tectónicas, luego **Sidder y Mendoza (1995)** 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 (1977)** para rocas de la Asociación Cuchivero.

Las rocas del Grupo Surumú y de la Asociación Cuchivero representan una asociación similar a la observada en modernos arcos magmáticos, tipo Andes. A esta misma conclusión

llegaron **Santos y otros (2004)** respecto a rocas volcánicas ácidas e intermedias y granitos calco-alcalinos comagmáticos del Grupo Iriri y la Asociación Intrusiva Maloquinha del Supergrupo Uatumá.

La Superasociación Dalgaringa, de Australia Occidental, de 2.005 Ma-1.970 Ma, formada por granitos tipo TTG (granodioritas, tonalitas, cuarzo-monzonitas foliadas y gneisicas, granitos tipo I), es interpretada por **Sheppard y Tylor (2004)** como parte de un batolito, tipo Andes, formado en un arco magmático, a lo largo del borde del Terreno Glenburg, antes de la colisión con la margen pasiva del Cratón Yilgarn. En contraste con los batolitos andinos de edad Fanerozoico, la Superasociación Dalgaringa envuelve alto grado de reciclamiento y fusión de corteza más antigua, posiblemente Arqueozoica.

Las rocas volcánicas y plutónicas de Surumú-Pedra Pintada e Iricoumé-Agua Branca y facies molasoides, se originaron durante el Evento Orocaima (1.98 Ga - 1.88 Ga) que sobrelapa en parte al Evento Uatumá (1.9 Ga - 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 anorogénico de Urupi, equivalente de la Asociación Avanavero, que afectó una amplia área del Norte del Brasil.

En Suriname, **Bosma y otros (1983),** al igual que **Mendoza y otros (1977)** en Venezuela, estimaron que la Orogénesis Transamazónica se desglosaba en dos partes, una de deformación y metamorfismo de CRV-TTG alrededor de 2.0 Ga, y otra segunda fase esencialmente magmática calco-alcalina alrededor de 1.87 Ga.

Esta última es la edad promedio más representativa de la Asociación Cuchivero **(Schulze y otros, 2005)** y es también la edad más representativa del Supergrupo Uatumá de **Santos y otros (2004).** En consecuencia, Uatumá y Cuchivero son equivalentes en tipos de rocas, "trends", edades U-Pb en circones y representan ambos conjuntos parte de un sistema de arcos magmáticos, tipos Andes. Ese borde activo tipo Andes se extendía desde Tapajós al Sur hasta Caicara del Orinoco al Norte, por lo menos, en el lapso 1.95 Ga - 1.85 Ga aproximadamente.

De cualquier forma, las verdaderas rocas post-tectónicas son las pertenecientes al Supergrupo Roraima, cuya edad mínima de inicios de sedimentación estuvo alrededor de 1.77 Ga, edad establecida con base en diques y sills de la Asociación Avanavero, intrusivos en la parte más inferior de Roraima **(Santos, 1999).**

Las **Tablas No. 11a** y **11b** muestran edades de rocas volcánicas y graníticas del Estado de Roraima de la Provincia Ventuari-Tapajós.

LOCALIDAD	MÉTODOS	EDAD (Ma)	UNIDADES LOTOLÓGICAS	REFERENCIAS
Km 164/BR - 174	U - Pb (SHRIMP)	1896 ± 7	Gurpo Iricoume	Santos (1999)
NW Pará State	Rb - Sr	1910 ± 47	Agua Blanca Suite	Jorge Joaö 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)

TABLA No. 11 *A.* Edades de rocas volcánicas calco-alcalinas de los Grupos Iricoumé y Surumú, y rocas graníticas comagmáticas de Agua Branca y Pedra Pintada y equivalentes del estado de Roraima *(Tomado de Reis y otros, 2000)*

PAÍSES	UNIDADES	EDADES (Ma)	($^{87}Sr/^{86}Sr$)o	MSWD	REFERENCIAS
Venezuela	Formación Caicara	1.700 ± 220(n=3)	0,709	1,72	Gaudette y otros (1978)
Venezuela	Granitos Santa Rosalía y San Pedro	1.880 ± 88 (n=7)	0,698	24,3	Gaudette y otros (1978)
Guyana	Grupo Kuyuwini	1.800 ± 420 (n=4)	0,705	20,9	Berrange (1977)
Suriname	Volcánicas Félsicas (Formación Dalbana)	1.930 ± 48 (n=18)	0,705	2,25	Priem y otros (1971)
Suriname	Rocas Granitoides	1.850 ± 40 (n=14)	0,707	2,58	Priem y otros (1971)
Suriname	Rocas Volcánicas y Graníticas Juntas	1.880 ± 31 (n=32)	0,706	2,64	Priem y otros (1971)
Brasil	Formación Sumurú	1.800 ± 94 (n=6)	0,721	60,9	Basei y Teixeira (1975)
Brasil	Formación Sumurú	1.640 ± 55 (n=6)	0,714	18,2	Amaral y Halpem (1994)
Brasil	Formación Sumurú	1.820 ± 55 (n=10)	0,712	45,7	Basei y Teixeira (1975)
Brasil	Granito Sierra de la Miel	1.790 ± 62 (n=4)	0,706	4,63	Basei y Teixeira (1975)

TABLA No. 11 *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)*

Intrusivos en la Provincia Ventuari-Tapajós son muy notorios los granitos rapakivis, del Mesoproterozoico, de alrededor de 1.54 Ga, de Parguaza-Surucucú, al Norte y Mucajaí, Serra da Prata, al Sureste. Estas rocas se formaron por fusión parcial, con fuerte fraccionamiento, de la parte basal de material de la corteza, mezclado con material del manto superior, en un ambiente de "rift" intracontinental, pero próximo y relacionado al evento tectónico, datado 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, 1995).** De la forma que fuere, lo cierto es que, dados los grandes volúmenes que representan los rapakivis, la acreción de nueva corteza continental al Cratón Amazónico fue muy significativa, y de hecho, el autor, contrario a **Haapala y Ramo (1995)** considera que los rapakivis y anortositas asociadas, al menos al Sur de Boa Vista, están relacionados a una gran pluma de calor que también tuvo que ver con la disrupción del Supercontinente Columbia/Nena y la formación y emplazamiento de los granitos rapakivis.

La "Formación Caicara", ahora denominada Volcánicas de Caicara, fue definida por **Ríos (1969)** 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 (1975)** la describe con mayor detalle en Chivapure, Río Suapure, donde litológicamente se compone de ignimbritas, tobas de cenizas, brechas y cantidades menores de lavas, obsidianas y domos riolíticos, con cantidades muy subordinadas de otras rocas volcánicas de composición dacítica, andesítica y aún basáltica, todas ellas de afinidad calcoalcalinas. Las rocas exhiben texturas vitroclásticas y eutaxíticas, incluyendo esqueletos desvitrificados de vidrio y fragmentos colapsados de pumitas. La mayoría de estas rocas muestran composición química de riolitas **(Tabla No. 12).**

En el área de Chivapure, Río Suapure, **Mendoza (1975)** reconoció una paleocaldera con falla de borde circular que contenía toda una secuencia que iba desde lavas y pumitas con texturas esferulíticas a brechas ignimbríticas. Estas rocas muestran cizallamiento, enriquecimiento en sílice y cierta mineralización menor de pirita ± oro. En la divisoria de aguas Ventuari (área Kakurí)-Erebato se localizaron rocas volcánicas félsicas, tipo Volcánicas de Caicara, muy cizalladas y mineralizadas con 10% -15% de sulfuros, (principalmente pirita), según **Mendoza y otros (1977),** que representa una área que se debe considerar como depósitos epitermales, relacionados o no con depósitos de pórfidos subyacentes, de oro y otros metales.

En Amazonas, parte inferior de la cuenca del Río Ventuari, afloran metasedimentos pelíticos y volcanoclásticos con clara deformación, tectonismo y metamorfismo **(Mendoza y otros, 1977)** de muy bajo grado, intercalados con las rocas tipo Volcánicas de Caicara. A unos 0.4 km aguas aba-

jo de la desembocadura del Río Carúm en el Río Paragua, afloran lavas andesíticas intercaladas con cantidades menores de tobas félsicas, 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 la "Formación Caicara", ahora propuesta como Volcánicas de Caicara. Luego, **Takeda y otros (1989)** la elevaron a la categoría de "formación", aflorando en parte de los Ríos Caroni, Antabari, Carúm y Paragua. En el caño Cuco, afluente del Río Cutubán, **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 magmáticos.

LAVAS RIOLÍTICAS			TOBAS DE FLUJO CRISTALINO							TOBAS LÍTICAS		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	D-316928 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 900ºC	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**
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

TABLA No. 12 Análisis químico de rocas volcánicas riolíticas del tipo Formación Caicara, aflorantes cerca de Icabarú como basamento del Grupo Roraima. *(Tomado de Brooks y otros, 1995)*

FIGURA No. 123 Afloramiento de roca piroclástica, ignimbrítica, tipo volcánico de Surumú y volcánicas de Ikabarú, similares a las volcánicas de Caicara, localizado en "La Línea", límite fronterizo Venezuela-Brasil. Note los "shards" o vidrios, en forma Media Luna, indicados por la cabeza del bolígrafo y la flecha. Estas rocas presentan una edad en Ikabarú de 1.978 ± 43 ma en U-Pb de circones *(Tomado de Mendoza, 2000)*

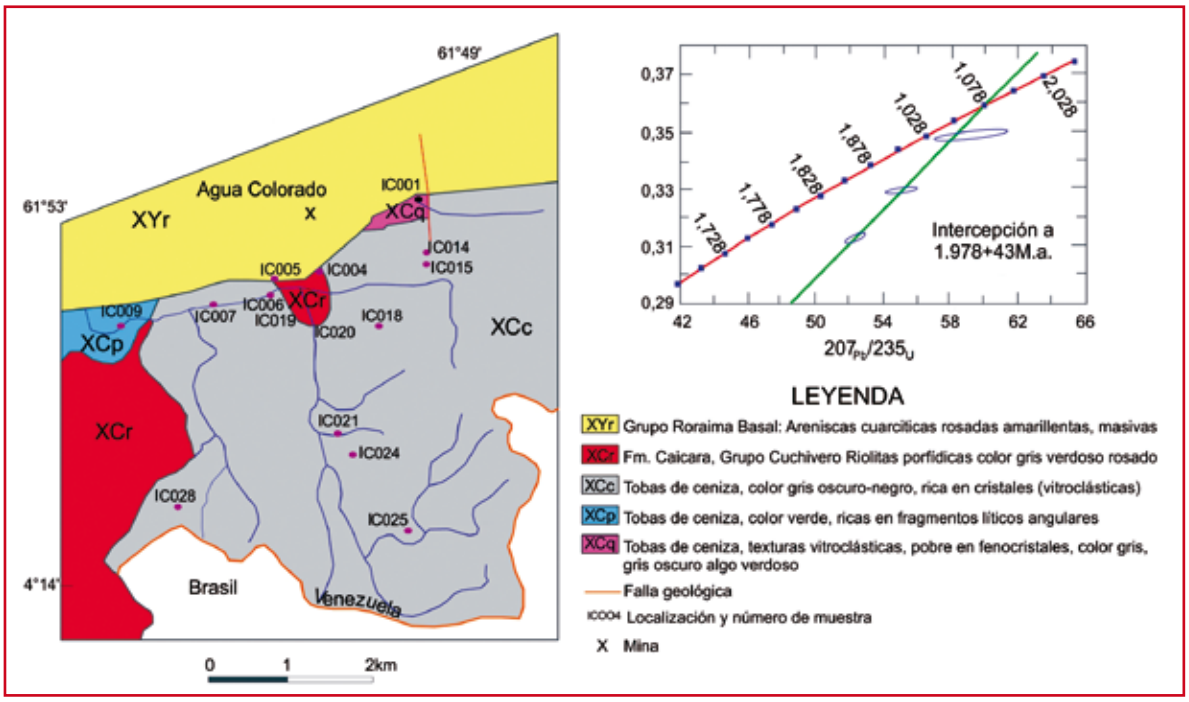


FIGURA No. 124 Geología general del área de Ikabarú y edades de las metatobas y metalavas félsicas *(Tomado de Brooks, y otros, 1995)*

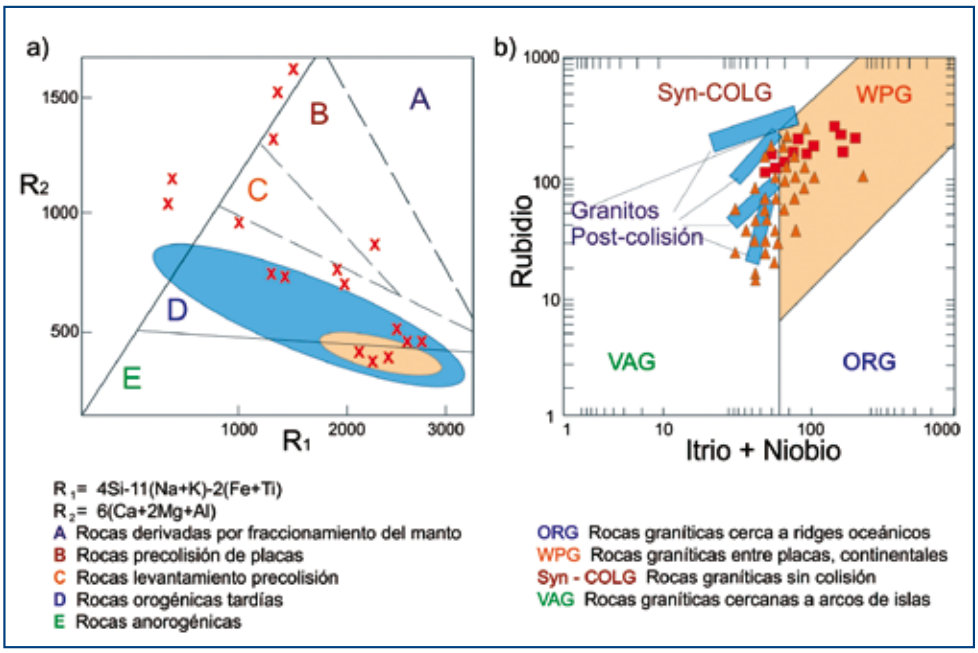


FIGURA No. 125 ***a.*** Diagrama de Roche para rocas de la formación Ichún y las volcánicas de Caicara y volcánicas de El Viejo ***b.*** Diagrama Rb versus Y+Nb aplicado a las rocas de la Asociación Cuchivero *(Tomado de Sidder y Mendoza 1995)*

En y cercano a Ichún, **Briceño y otros (1989)** 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 andesíticas en las partes inferior y media, y la intercalación de rocas volcanoclásticas con cuarzo-arenitas del tipo Roraima en la parte más superior.

Por estas relaciones estratigráficas **Briceño y otros (1989)** decidieron incluir la Formación Ichún en la parte más inferior de Roraima, proponiendo ampliar el rango estratigráfico a la categoría de Supergrupo Roraima.

Sidder y Mendoza (1995) 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 (1977)** en el Río Ventuari.

Las rocas Volcánicas de Caicara están en contacto de falla e intrusivo (aparecen como xenolitos) en rocas comagmáticas 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, unos 10 km al Sur de Los Pijiguaos, se observan xenolitos de tobas vítreas de Caicara en el Granito Rapakivi de El Parguaza.

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

El Granito de San Pedro (GSP) aflora cerca del paso San Pedro en el Río Suapure. Es un granito alaskítico, subvolcánico, de grano fino, facies del Granito de Santa Rosalía.

Este Granito de Santa Rosalía es plutónico, de grano medio a grueso, aproximadamente equigranular, compuesto de biotita, de 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 km^2.

El Granito de Guaniamito aflora más localmente en el caño del mismo nombre y en el Río Guaniamo. Es un granito hipoabisal, porfídico, 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 a la edad del granito rapakivi de El Parguaza, aunque tectonizado y convertido en gneis por la falla de Cabruta. Originalmente, el autor **(Mendoza, 1975),** incluyó al Granito de Guaniamito como parte de Cuchivero, pero dados los nuevos aportes de edades radiométricas y, sobretodo, geoquímicos, a pesar de estar muy foliado por efectos de la Falla de Cabruta, lo incluye en la Asociación Suapure, como un granito comagmático con el Granito rapakivi de El Parguaza.

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

TABLA No. 13 Modos (volumen por ciento) recalculados a 100% de los granitos de Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero *(Tomado de Mendoza, 1975)*

ÓXIDOS	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_2O_3	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_2O_5	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. Total	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. Félsicas	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. Máficas	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 No. 14 Análisis químico, roca total, elementos mayores y mesonormas de granitos Rapakivis de El Parguaza *(Tomado de Mendoza, 1975)*

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 y otros (1978)
Venezuela	Granito de San Carlos	1.567 ± 25 (n=4)	0,704	0,93	Gaudette y Olszewski (1985)
Colombia	Granito de Río Inírida y Río Guaviare	1.485 ± 35 (n=8)	0,706	1,6	Priem y otros (1982)
Brasil	Granito de Surucucú	1.520 ± 140 (n=6)[1]	0,696	22,2	Basei y Texeira(1975) Dall´Agnol y otros (1975)
Brasil	Granitos de la cuenca Alto Amazonas Brasil	1.530 ± 25 (n=3)[2]	0,706	0,29	Kovach y otros (1976)
Brasil	Granitos Agua Boa-Madeira, Pitinga	1.700 ± 34 (n=9)[3]	0,701	5,98	Macambira y otros (1987)

TABLA No. 15 Edades Rb/Sr roca total de granitos Rapakivis de El Parguaza y sus equivalentes en el Escudo de Guayana *(Tomado de Sidder y Mendoza, 1995)*

Todas estas rocas graníticas son masivas a foliadas, en particular hacia el contacto con las rocas volcánicas de Caicara y en la proximidad a la Falla de Cabruta.

Mineralógicamente se componen **(Tabla No. 13)** 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 son principalmente 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 (1995) consideraron estos minerales secundarios como de alteración deutérica, no debidos al metamorfismo regional sino a productos del metamorfismo de contacto y/o alteración hidrotermal en la zona cercana a las fallas, intrusiones de plutones, diques, etc.

El metamorfismo en estas rocas fue interpretado originalmente por Mendoza **(1975; Mendoza y otros, 1977),** dada su distribución regional, como debido al plutonometamorfismo, tectónico muy tardío, relacionado al constante y marcado trend de foliación N 10º-30º 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 en la Facies de los Esquistos Verdes y por debajo de ella.

Las metabasitas son rocas volcánicas de composición máfica (basáltica a andesítica) 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 estos últimos son mucho más jóvenes, anorogénicos, sin metamorfismo.

Las volcánicas de las "Formaciones" Surumú e Iricoumé, con sus granitos comagmáticos de Pedra Pintada y Agua Branca, respectivamente, se correlacionan también con las Volcánicas de Caicara y sus granitos comagmáticos de Santa Rosalía y San Pedro.

Las Volcánicas de Surumú en la frontera de Brasil con Venezuela, al igual que las Volcánicas de Caicara, están metamorfizadas a la Facies de los Esquistos Verdes, están foliadas y plegadas con dirección NW y buzamientos altos a verticales. La **Tabla No. 11** muestra las edades de estas rocas en el Estado de Roraima en Brasil.

Asociación Suapure

El "Grupo" Suapure, cambiado ahora por Asociación Suapure, fue definido por **Mendoza (1974)** como compuesto por el Granito de Pijiguaos y el Granito Rapakivi de El Parguaza, excelentemente expuesto 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, 1977)** 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 riodací-

ticos del Guayapo, hipoabisal 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 química y 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 microclina, 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

La palabra "rapakivi", derivada del finlandés, significa roca desintegrada, para ilustrar la tendencia de este tipo de roca granítica de ser rápida y eficientemente erosionada y desintegrada.

Sederholm introdujo, a comienzos del siglo XX, el término "granito rapakivi" para describir así un gran volumen de rocas graníticas con textura porfídica ovoide aflorantes, al SE de Finlandia.

Haapala y Ramo (1992) redefinieron el término de granito rapakivi (GR) "a un granito tipo A caracterizado por la presencia, al menos en los batolitos más grandes, que muestra textura rapakivi." Los granitos tipo A fueron definidos por **Leiselle y Wones, (1979)** como granitos relativamente anhídridos, reducidos, anorogénicos, enriquecidos en ciertos elementos incompatibles.

Los granitos tipo de Laurentia han sido divididos en tres grandes grupos **(Dall`Agnol y otros, 2006):**

- Granitos con ilmenita, reducidos como los granitos de la Asociación AMCG de Mucajai; Granitos de Antonio Vicente de la Asociación Velho Guilherm; los Granitos de Cigano, todos ellos del Cratón Amazónico, Brasil; los granitos rapakivis de Finlandia, etc., con FeT / (FeT + Mg) de 0.85-0.95 en roca total, de 0.95 a 0.98 en biotitas y hornblendas.

- Granitos con magnetita, o granitos oxidados, con ciertas características similares a los granitos tipo I y granitos calco-alcalino no Cordilleranos, como el Granito de Jamón, de 1.9 Ga, intrusivo en Río María, Brasil; granitos del centro y SW de los Estados Unidos, etc., con FeT/(FeT + Mg) de 0.6-0.7 en roca total y de 0.47 a 0.73 en biotitas y hornblendas.

- Granitos peraluminosos con dos micas.

Eby (1992) dividió los granitos tipo A en dos subtipos:

- Granitos tipo A2: o granitos con cierto contenido de agua, oxidados, como leucogranitos de White Mountians, USA: el granito de Jamón, Brasil, etc.

- Granitos tipo A1: o granitos anhídridos, con bajos contenidos en agua, reducidos, como los granitos rapakivi de Finlandia.

Nardo (2006), considerando a los granitos tipo A como de naturaleza alcalina, que se caracterizan por:

- $Na_2O + K_2O > 9\%$
- $FeOT/(FeOT + MgO)n > 0.90$
- $Ga/Al > 2.6$
- Alto contenido HFS

Se distinguen cuatro tipos de granitos tipo A:

- Serie relacionada al grupo Sódico sílico-saturada
- Serie relacionada al grupo Potásico, sílico-saturada
- Serie relacionada al grupo Ultrapotásico, sílico-saturada
- Serie relacionada al grupo Alcalino

El grupo Sódico se relaciona al magmatismo bimodal alcalino donde sienitas y traquitas están generalmente presentes; son rocas de ambientes tectónicos postcolisionales y la relación K/Na es cercana a 1.

El grupo Potásico a shonshonítico, está asociado a latitas y monzonitas, enriquecidas en Sr y Ba, relación Ga/Al >2.6, pero bajo contenido de HFS por lo que debe excluirse del tipo A.

El grupo ultrapotásico está relacionado con sienitas y traquitas con K/Na >2.

El grupo alcalino se relaciona con granitos rapakivis, de ambientes distensionales, anorogénicos, formados por fusión parcial de rocas basales costrales de composición granodiorita y/o por magmas del manto superior o una mezcla de ambos.

El índice de saturación de aluminio (ASI), definido como la relación molecular de Al/(Ca-1.67 P + Na + K), sirve para dividir las rocas en peraluminosas (ASI >1) y metaluminosas (ASI <1).

El índice peralcalino (PI) se define como la relación molecular (Na + K)/ Al y se usa para determinar si una roca es peralcalina (PI >1) o no.

Sin embargo, un índice más útil **(Ludington, 2008)** es el índice álcalis-alúmina (AAI) que es la distan-

cia perpendicular a un punto dado desde la línea que une iguales valores de ASI y PI, o sea ASI = PI en un ploteo de ASI versus PI. En general AAI es simplemente 0.707 (PI-ASI).

El ploteo de AAI versus SiO_2 revela el comportamiento de magma series. Así, por ejemplo, rocas volcánicas de arcos continentales tienen aproximadamente AAI constantes sobre el rango de variación de sílice.

También, por ejemplo, rocas intrusivas asociadas con algunos tipos de depósitos hidrotermales (Front Range Mineral Belt, Colorado, USA), muestran un pronunciado decrecimiento en el AAI con el incremento de sílice.

Finalmente, la pendiente de la curva del ploteo AAI versus SiO_2 muestra información valiosa acerca de la interacción de procesos de diferenciación y asimilación en la evolución de los magmas series. Así, fraccionamiento de plagioclasa, eleva el AAI, y sedimentos pelíticos, lo disminuyen.

Los diagramas Al_2O_3 versus FeT/(FeTO + Mg) y FeT/(FeTO + Mg) versus $Al_2O_3/(K_2O + Na_2O)$ son útiles para discriminar entre granitos tipo A2, oxidados con magnetita que se sobreponen en el campo de los granitos calco-alcalino, y granitos tipo A1 con ilmenita, reducidos.

La textura rapakivi consiste en núcleos de fenocristales de feldespato K (color rosado o crema) de formas ovoides a circulares, rodeados por anillos de plagioclasa (color gris), embebido en una matriz fenocristalina, pero de tamaño de grano más pequeño. De los granitos tipo A de Amazonia, pocos presentan texturas rapakivis como lo hacen los granitos rapakivis de Parguaza, Mucajai, Rondonia y, prácticamente, ningún granito tipo A de Laurentia muestra textura rapakivi. En cambio los granitos tipo A del Sur de Finlandia sí presentan excelentes texturas rapakivi como los de El Parguaza en Venezuela.

Tal textura implica que primero cristalizó feldespato K que plagioclasa, lo cual es contrario a la serie de reacción de Bowen, lo que se explica, en parte, porque estas rocas siguen el trend de diferenciación de Fenner, de baja fugacidad de oxígeno, o muy poco contenido de agua.

Para que se produzca la textura rapakivi se requiere de la mezcla de dos magmas, a veces uno procedente del manto superior, y el otro de la base de la corteza por anatexis y descompresión isotermal, o caída temporal de temperatura por influjo del nuevo magma de mayor contenido de volátiles y/o dióxido de carbono.

Estos granitos son generalmente ricos en K, Fe, Zr, Ga, Nb, Y y REE y muestran altas relaciones de K/Na, Fe/ (Fe +Mg) y Ga/Al_2O_3.

En el Cratón Amazónico Brasileño se observan cuatro grandes tipos de rocas graníticas **(Sial y otros, 2002):**

1. Granitos de edad Arqueozoico, en el Bloque Oriental, Dos Carajás:

- Granitos tipo TTG de edad 2.96 Ga - 2.87 Ga
- Granodiorita de Río María de edad 2.87 Ga
- Leucogranitos potásicos calco-alcalinos de > 2.85 Ga
- Leucogranitos de la Asociación Plaqué de 2.73 Ga
- Granitos tipo A, foliados, de 2.55 Ga

2. Granitos calco-alcalinos (epidóticos, alto K_2O y shonshoniíticos) de edad Paleoproterozoico en el bloque central y región NE, regiones de Pitinga, Mapuera, Tapajós y Xingú, Sur de Suriname, Guayana Francesa, etc:

- Arco magmático de Ventuari-Tapajós de 1.95 Ga-1.80 Ga.
- Rocas tipo A del Supergrupo Uatumá de 1.88 Ga.
- Norte del Estado de Roraima con el Granito de Pedra Pintada de 2.05 Ga y volcánicas félsicas equivalentes.
- El Granito de Río Dourado, al NE de Mato Grosso, Amazonia Central, de textura rapakivi, rico en fluor, es de edad U-Pb en circones de 1.89 Ga, y es comagmático con las volcánicas de Iriri **(Sant`Ana Barros y otros, 2005)**

3. Granitos anorogénicos, tipo A, rapakivis 1.8 Ga a 0.6 Ga (Sao Paulo):

- Granito tipo A de Tapajós, Maloquinha, (¿) de edad 1.88 Ga.
- Granitos tipo A de Dos Carajas (Jamón, Serra dos Carajas y Velho Guilherme) derivados por procesos de fusión parcial de corteza Arqueozoica hacia 1.88 Ga
- Granitos tipo A con depósitos de estaño, de Pitinga, de 1.83 Ga.
- Granitos tipo A, rapakivis, con estaño de Surucucú y Parguaza, de 1.55 Ga.
- Granitos rapakivis de Mucajai de la Asociación ACMG de 1.54 - 1.58 Ga.
- Granitos anorogénicos de Río Negro-Vaupés de 1.5 - 1.4 Ga

4. Rocas granitoides del Mesoproterozoico de Río Negro, en la región Noroccidental del Cratón Amazónico.

Rocas graníticas, tipo TTG, y potásicas, tectonizadas y no tectonizadas, tipo A de Atabapo-Río Negro, zona fronteriza Venezuela-Colombia-Brasil, de 1.8 Ga a 1.4 Ga.

Nueve grupos de rocas granitoides y sieníticas de edad Neoproterozoico en la Provincia Barborema de Brasil, separados en tres dominios diferentes (Norte, con rocas calco-alcalinas epidóticas de 2.0 Ga; central, con rocas calco-

alcalinas de alto contenido de potasio de 1.1 Ga a 1.4 Ga y Sureño, con sienitas peralcalinas ultrapotásicas de 0.58 Ga) con retrotrabajamiento y amalgamación hacia 0.7 Ga - 0.5 Ga. Todas estas rocas están enriquecidas en K, Ba, pero presentan bajo Nb.

Granitoides de Aracuai/Cinturón Costero del Oriente de Brasil están intensamente erosionados, por lo que son sólo parcialmente conocidos.

En Brasil Central, los granitos tipo A, con estaño, de la Provincia Goiás, y el arco granitoide de Mara Rosa y Senópolis de edad Neoproterozoico, junto con granitos peraluminosos del Sur de Goiás y magmatismo bimodal postorogénico a tardío orogénico del Sur, forman parte del cinturón de Brasilia.

La mayoría de los granitos del Sur de Brasil son de edad Neoproterozoico y se derivaron de fuentes mantelares del tipo basaltos EMI.

Durante el Mesoproterozoico (1.6 Ga - 1.3 Ga) los GR intrusionaron una amplia superficie del planeta (7.000 km de largo x 1.500 km de ancho), desde los cratones de Europa Oriental hasta Laurentia, incluyendo Groenlandia y Amazonia. También los GR se registran en el cratón Chino y en la India.

Sólo algunos pocos GR son intrusivos en terrenos Arqueozoicos, como los GR de Groenlandia, Beijing (China) y Suecia Central, ya que la gran mayoría de ellos son intrusivos en terrenos del Proterozoico de 200 a 400 Ma más antiguos que los GR. Así, los GR más antiguos de Finlandia, de edad promedio 1.57 Ga, son intrusivos en terrenos continentales de edad orogénesis Sueco-Escandinava de 1.9 Ga, muy similar a la situación del Río Suapure donde, granitos rapakivi de Parguaza, 1.55 Ga, son intrusivos en rocas graníticas y volcánicas de Cuchivero de 1.87 Ga. (edad promedio).

Al parecer, hubo una gran tranquilidad tectónica por unos 500 Ma, desde aproximadamente 1.7 Ga hasta 1.2 Ga y, durante este gran lapso, los continentes Laurentia y Báltica-Amazonia quedaron casi en el mismo sitio, sin mayores desplazamientos, aproximadamente a unos 30º de la línea ecuatorial **(O. Ramo, 2005).** Los GR se emplazaron en gran medida durante esta quietud tectónica.

Las edades promedio, aunque puede haber edades de 1.8 Ga y 1.0 Ga, de los GR en el mundo son:

GR de Fenoescandinavia: 1.57 Ga
GR de Amazonia: 1.54 Ga
GR de USA Central: 1.48 Ga
GR de USA Oeste: 1.43 Ga
GR de Labrador: 1.33 Ga.

Todos los magmas, a partir de los cuales cristalizan los GR **(Bonin, 1998),** incluyen componentes del manto (en promedio hasta 50%). Sin embargo, **Dall`Agnol y otros (2005)** creen que los granitos tipo A tienen tres posibles fuentes para una derivación por anatexis o fusión parcial: a. granulitas, b. cuarzo-dioritas y c. granodioritas y basaltos tholeiíticos. El autor utilizó un modelo combinado de fuentes mantelares con fuentes costrales para los GR de El Parguaza.

A excepción de los GR de USA, la gran mayoría de los GR están asociados a anortositas y/o rocas gabroides, charnockitas, mangueritas (monzonitas con ortopiroxeno o equivalentes plutónicos de diabasas). A tal asociación se la abrevia como ACMG (A= anortositas, C= charnockitas, M= mangueritas y G= granitos tipo A rapakivis).

Los GR de facies más tardías, o "granitos especializados" tal como los GR con topacio, ocupan áreas elipsoidales. Los granitos tipo A con topacio registran relativos altos contenidos de F y P y suelen corresponder con leucogranitos de albita, biotita ferrífera, fluorita, topacio, columbita-tantalita, y minerales de Sn. Mineralizaciones tipo greisen **(Haapala y Lukkari, 2006),** con vetas ricas de Sn-W-Be y Zn están asociadas a granitos muy potásicos, de edades que van del Proterozoico al Terciario.

Las raíces de los GR son poco espesas (3-8 km), pero sus formas superficiales pueden ser de cientos de km de largo, por varios cientos de km de ancho, con lo cual su forma es tipo hongo, emplazados al estilo de los macizos anortosíticos.

El ascenso a niveles epizonales (6-15 km) de los GR lo hacen en estado semisólido (hasta un 40% cristalizado).

Los magmas intrusivos que componen un batolito de GR pueden espaciarse entre 20 a 60 Ma entre cada plutón que forma parte del gran batolito, pero los pulsos magmáticos en cada plutón tienen mucha más corta duración (5-8 Ma).

Las intrusiones múltiples para formar un gran batolito implican fraccionamiento de un magma fuente. Este es el caso de la mayoría de los GR de Finlandia y Amazonia.

Los GR de Finlandia se agrupan en cuatro grandes subtipos, a saber:

- El Batolito de Wiborg, SE de Finlandia y Estonia, de 1.67 Ga - 1.62 Ga
- El Batolito de Riga, de Finlandia y Latvia y el Complejo de Nordinga de 1.59 Ga - 1.54 Ga.
- Los GR de Suecia Central de 1.53 Ga - 1.47 Ga.
- El Complejo de Salmi de Karelia (Rusia) de 1.56 Ga - 1.53 Ga.

Ciertas cantidades de rocas máficas asociadas a los GR, son observadas en Riga, Norte de Wiborg, Karelia y Suecia Central. Asociado al Batolito de Wiborg, en la porción Oeste, estructuras elipsoidales suelen estar mineralizadas con sulfuros metálicos y polimetálicos, siendo los más frecuentes vetas y vetillas con sulfuros de Zn-Cu-Pb-Ag, destacando la localidad de Jungfrubergen, donde los greisen pueden llegar a tener 14%-28% de Zn, 500 ppm-590 ppm In, 300 ppm-900 ppm Ag y 0.09% Mn **(Sundblad y otros, 2008).**

El batolito Salmi de Karelia difiere de los otros GR porque presenta ∑Nd de -9 a -5.5, que sugiere una fuente de corteza inferior muy antigua, no Proterozoica, de edad Arqueozoica.

Igualmente los GR de Suecia Central arrojan valores de ∑ Nd de -10 a – 4.5 que conducen a fuentes costrales mayoritarias de edad Arqueozoicas.

En Dos Carajás **Dall`Agnol y otros (2005)** refieren tres granitos tipo A, de edad 1.88 Ga, con ∑Nd -9.5 en promedio, derivados de corteza continental de edad Arqueozoico.

En el caso de Suecia Central, tanto la edad de 1.53 Ga - 1.47 Ga como fuentes parciales de corteza continental de edad Arqueozoica, coinciden con el modelo propuesto por **Mendoza (1975),** para los GR de El Parguaza a pesar de que para entonces no se disponía de estas herramientas geoquímicas.

En Finlandia, los GR se encuentran asociados a enjambres de diques de diabasas tholeiíticas, y estudios sísmicos proponen un cuerpo máfico gabroide y un cuerpo anortosítico por debajo de los 10 km de profundidad de los aflorantes GR, posiblemente relacionadas todas estas rocas con una gran pluma de calor mantelar. El autor discrepa de la correlación establecida por **Dall`Agnol y otros (2005)** para "granitos tipo A de Dos Carajás" de edad 1.88 Ga y ∑Nd (10.5 a -7.9) y relativos altos contenidos de agua (6%), con GR de Báltica.

Entre los GR más antiguos de Finlandia se destacan los que presentan fayalita-biotita-hornblenda con texturas wiborgita y pyterolita, mientras que los granitos más jóvenes son ricos en topacio-microclina-albita y minerales accesorios, tales como fluorita, circón, allanita, apatito, anatasa, casiterita, columbita-tantalita, magnetita e ilmenita. En los GR ricos en biotita, se observa monacita en lugar de allanita.

Los GR tempranos cristalizan a partir de fundidos deficientes en agua, subsaturados, mientras que los granitos tipo A tardíos cristalizan a partir de remanentes magmáticos enriquecidos en agua y otros fluidos, o saturados en agua. Esto último podría ser aplicable a los granitos tipo A de Dos Carajás y Maloquinha de 1.88 Ga; Granito de Jamón, etc.

Estudios geofísicos muestran que los GR de Finlandia poseen raíces delgadas (5-10 km) y poco profundas (6-15 km), y que la corteza continental es más delgada (40 km) debajo de los GR que fuera de ellos (60 km).

Es generalmente aceptado que la colisión de bloques continentales para formar un supercontinente como el Columbia hacia 1.9 Ga – 1.8 Ga, produjo un gran espaciamiento de la corteza continental y desestabilizó la litosfera subyacente al mismo, lo cual, eventualmente, tendió a recuperar su equilibrio mediante acelerados levantamientos y erosión de los continentes amalgamados y/o por delaminación o segregación del manto superior litosférico y subsiguiente colapso orogénico, que condujo a una extensión litosférica del manto superior y corteza inferior o consecuente disrupción o "rifting", seguido de magmatismo anorogénico, originándose de esta forma los granitos tipo A y asociaciones tipo ACMG.

Un ejemplo de Asociación ACMG es la de Mucajai que aflora al Sur inmediato de Boa Vista, Estado Roraima, Brasil, que es intrusiva en un basamento de granitos calco-alcalinos, foliados, postcolisionales de 1.94 Ga. Las anortositas (A) cubren unos 4.800 km^2 en la parte Sur de esta asociación. Los cuarzo-mangueritas y sienitas (M) están próximas a las anortositas.

El Batolito de Mucajai es el cuerpo mayor, granito rapakivi de 1.54 Ga, con biotita y hornblenda, ± fayalita, clino y ortopiroxeno, ilmenita, lo cual lo caracteriza como un granito reducido, similar a los GR de Finlandia.

Este granito de Mucajai es equivalente, de la misma edad, a los GR de Parima y Parguaza. Valores negativos de Nd (-2.37 a-1.27) soporta un origen de fuentes de la base de la corteza posiblemente Arqueozoica para estos granitos rapakivis **(Fraga y otros, 2006).**

Una de las cuestiones enigmáticas que han surgido con los GR es sobre su fuente de origen: fusión parcial de material de la corteza, magmas básicos del manto superior o una mezcla de ambos.

Las anortositas se derivan de magmas del manto superior, y la proximidad y asociación frecuente de las mismas con los granitos rapakivis, sugiere un origen similar para ambos. De cualquier forma, lo que sí es admitido por la mayoría de los autores sobre el origen de los GR es su asociación con una zona de distensión (ZD) o "rift" continental.

Las ZD son zonas de desgasificación del manto superior **(Martin, 2006),** donde los fluidos se levantan eficientemente debido a su boyancia y a la debilitada y metasomatizada suprayacente base de la corteza. Este

levantamiento diapírico del manto superior contra la base de la corteza, induce a descompresión y fusión parcial de la misma. Aquí pueden ocurrir dos fenómenos separados o combinados, a saber:

- Que el magma básico por sucesivos enfriamientos y diferenciación llega a dar diferenciados graníticos, anorogénicos, y/o

- La base de la corteza metasomatizada se funde (fenitización) y, por cristalización, puede dar sienitas nefelínicas, cuarzo-nefelínicas, granitos anorogénicos y hasta fundidos fonolíticos que, si incluyen abundante CO_2, pueden llegar a producir rocas carbonatíticas.

Una combinación de ambos procesos puede ocurrir en proporciones y formas múltiples, dando granitos tipo A, anorogénicos, rapakivis.

Bajo el escenario de pluma de calor para disruptar el supercontinente, el material litosférico que reemplaza la fallada raíz, pudo dar origen a una nueva raíz litosférica manto superior/corteza inferior, la cual actuó como nueva fuente para los fundidos magmáticos que se formaron y dieron origen a granitos rapakivis (GR) y asociaciones AMCG.

Lo anterior implica la siguiente evolución general secuencial para los GR de Guayana:

Subducción → cierre oceánico (hacia 2.0 - 1.9 Ga)
→ Colisiones de bloques continentales
→ Formación del Supercontinente Columbia (1-9 Ga a 1.8 Ga)
→ Pluma de calor (1.6 Ga - 1.4 Ga)
→ Calentamiento y adelgazamiento de la corteza/manto superior en la litosfera
→ Disrupción o "rifting" continental
→ Magmatismo tipo A y asociación tipo ACMG y rocas básicas, incluido enjambre de diques de diabasas tholeiíticas.

Al parecer, este "ciclo de Wilson" (cierre-apertura oceánica-cierre) al estilo Pangea: Iapetus/Atlántico) no duró 200 Ma, sino quizás unos 300 a 500 Ma durante el Mesoproterozoico.

Surgen de inmediato nuevas preguntas: ¿Dónde se están comenzando a formar los nuevos granitos anorogénicos tipo A? o ¿cuando se comenzarán a formar, dónde y por qué? Al parecer, al menos hace unos 12 Ma o menos en el "rift" del Valle Muerto de California se emplazaron granitos anorogénicos, como el Kingston y Pequeño Jefe **(Calzia y Ramo, 2005),** y posiblemente se están formando en este momento debajo de Yellowstone, USA, relacionado a un punto alto de calor o pluma mantelar.

Las condiciones P-T de formación de estas rocas dependen, en particular, de la descompresión isotermal. El magma original comenzó a cristalizar hacia los 900º C a 720º C - 780º C, aunque pudo emplazarse, con bajo fO_2 hasta niveles epizonales (2-5 Kb de presión) parcialmente cristalizado entre los 450º C-650º C.

Bajo fO_2 durante la cristalización de los GR implica la ausencia de rocas sedimentarias como fuentes, y apunta hacia rocas deshidratadas de la base de la corteza, tipo granulitas y charnockitas, y/o rocas basálticas del manto superior.

Algunos granitos anorogénicos, como el batolito de Sherman de 1.43 Ga de Wyoming, USA, se originaron por fusión parcial de rocas máficas tholeiíticas de la parte superior del manto/base de la corteza Arqueozoica, idéntica a la hipótesis de M**endoza (1974, 1975),** propuesta para el origen de los rapakivis de El Parguaza.

El magmatismo es bimodal, granitos y anortositas/rocas gabroides y diabasas, pero los GR pueden seguir dos direcciones opuestas: una reductora y otra oxidante, es decir, granitos con ilmenita en una dirección y granitos con magnetita en dirección opuesta.

La formación de anortosita requiere de temperaturas más elevadas (1.200º C - 1.300º C) y mayores profundidades (1.1 GPa. - 1.3 GPa, o su equivalente cercano a los 40 km a 60 km de profundidad o base de la corteza/parte superior del manto.

Para los granitos tipo A de Laurentia, **Goodge y Vervoot (2006)** cualquier modelo petrogenético que quiera aplicarse, debe incluir los siguientes puntos:

- Bajo grado de fusión parcial (10% a 30%), pero alto fraccionamiento de material costral o juvenil.

- Isótopos de Nd, Sr, O, Hg y Os, entre otros, para poder inferir derivación, al menos parcial, de corteza continental de 1.9 Ga a 1.7 Ga, esperándose la mayor parte de las veces pocas influencias de cortezas Arqueozoicas.

- No hay evidencia de arcos magmáticos calco-alcalinos, relacionados con zonas de subducción y magmatismo relacionado. Sin embargo, a arcos magmáticos pueden seguir cuencas detrás del arco y "rifting" de las mismas con emplazamiento de granitos tipo A. Este puede ser el caso de algunos granitos tipo A intrusivos en Dos Carajás de 1.88 Ga.

Todos estos requisitos apuntan hacia una fusión parcial de corteza juvenil o fértil, y/o del manto superior como

fuente principal sobre grandes distancias laterales y como parte de una fase mayor de la corteza continental supercontinental.

Para GR derivados del manto superior juvenil de 1.5 Ga a 1.3 Ga, la ∑Hf debería ser de + 10 a + 12. En Labrador estos valores son de 0 y + 7, por lo cual se concluye que la fuente de los granitos de esa zona es la corteza inferior y poca o nula influencia del manto superior.

Otros GR y asociaciones ACMG de otros continentes se formaron indirectamente de una fuente del manto superior, por procesos de fusión parcial de zonas tholeiíticas segregadas previamente, formada inicialmente por descompresión parcial de una ascendente pluma de calor proveniente de la astenósfera.

Complementario a ello, **Hoffman (1999)** propuso que el supercontinente Laurentia-Amazonas, o Columbia, durante el Proterozoico Medio, sufrió calentamiento intenso en su base, por efectos de altos flujos de calor del manto superior, originándose levantamientos y arqueamientos de miles de kilómetros de diámetro, de la corteza suprayacente a manto boyante caliente o plumas de calor, lo cual condujo finalmente al magmatismo anorogénico.

La espesa corteza del Proterozoico, facilitó la manta termal radiactiva, la cual, en parte, ayudó al calentamiento del manto subyacente que comenzó a elevarse y fundir la corteza que entonces disponía de un alto flujo de calor. Magma juvenil del manto fue incorporado, vía intrusión, asimilación y mezcla, o por fusión de la nueva hibridizada corteza inferior.

Calentamiento de la segregada zona de la corteza inferior, en un ambiente de adelgazamiento y extensión, resultó finalmente en la fusión parcial de fundidos graníticos de alta temperatura y bajo contenido de agua, y/o fundidos anortosíticos y relacionados (ACMG).

Los granitos rapakivis de Finlandia (1.67 Ga - 1.47 Ga), de Beijing China (1.70 Ga - 1.68 Ga), granitos anorogénicos de Namibia (130 Ma) y del plateau del Río Colorado USA (20 Ma - 15 Ma), se originaron en ambientes tectónicos extensionales de "rift", y son asociaciones bimodales **(Haapala y otros, 2005)** cuyos miembros son félsicos (granitos, riolitas y latitas cuarcíferas) y máficos (gabros, diabasas y hasta rocas alcalinas, sieníticas, carbonatitas y kimberlitas) y están relacionados claramente con plumas de calor.

En el caso de Finlandia, el magmatismo estuvo relacionado con puntos de calor debajo de zonas de disrupción o "rifts" abortados. En el caso de los rapakivis de Beijing, las intrusiones están relacionadas con "rifting" abortado del cratón arqueozoico chino. Los granitos anorogénicos de Namibia se relacionan con plumas de calor y estadios tempranos de "rifting" continental.

En la Provincia Central Amazónica, los granitos tipo A del bloque oriental, son más antiguos (1.88 Ga U-Pb a 1.8 Ga - 1.6 Ga por Rb-Sr) que en la parte central (1.75 Ga -1.70 Ga por Rb-Sr), y los más jóvenes son los de la parte occidental (1.55 Ga por U-Pb). Las rocas caja de la parte oriental son Arqueozoicas y las de la parte occidental son Proterozoicas **(Dall` Agnol y otros, 2005).**

En Guayana, los rapakivis están posiblemente relacionados con plumas de calor responsables de la Asociación Avanavero y de complejos alcalinos.

En general, en casi todos los casos, el magmatismo bimodal se explica por procesos de fusión parcial de la corteza más inferior, con o sin participación de material fundido basáltico/gabroide del manto superior, relacionado con "hot spots", plumas de calor o magmatismo de segregación basal de la corteza o "underplating" **(Condie, 2003).**

Únicamente el batolito de Sherman de Wyoming, USA, presenta un "trend" inusual de fraccionamiento explicado por procesos de diferenciación magmática, a partir de una fuente tholeiítica del manto superior. Valores isotópicos Nd del batolito de Sherman, apuntan en realidad hacia una mezcla de 40% basaltos tholeiíticos del manto superior y el resto de corteza inferior, tipo ferrodiorita, arqueozoica. Algo similar fue propuesto por **Mendoza (1975)** hace ya algún tiempo para el origen del GR de El Parguaza **(Figura No. 126 y 127).**

El GRP es una roca ígnea plutónica granítica masiva, de colores grises, de grano muy grueso, textura inequigranular wiborgita rapakivi, con bajo a moderado contenido **(Tabla No. 14)** de cuarzo (5%-20%) alto de microclina-pertita (25%-55%), moderado de oligoclasa (15%-30%) y notorio de minerales máficos enriquecidos en FeO (biotita 3%-17%, hornblenda 1%-24% ± clinopiroxeno) con cantidades menores de ilmenita, circón y fayalita. Son rocas metaluminosas a peraluminosas, de afinidad tholeiítica, ricas en Fe, K, Rb, Ni, Th, F, REEs, Ga, 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, etc.

Estos GRP muestran zonamiento inverso (rocas más félsicas hacia dentro del plutón y más máficas en los bordes, **(Mendoza 1974, 1975, Mirón 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 Río Ventuari en el Orinoco, en Amazonas, al Sur, con forma elipsoide de 250 km de eje NS por 120 km de eje EW.

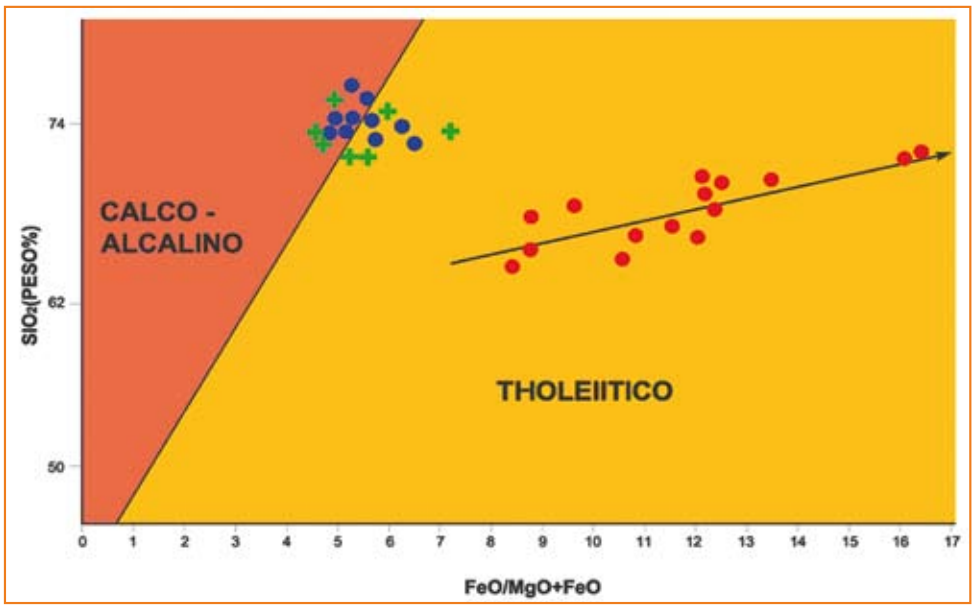


FIGURA No. 126 Diagrama de variación de FeO/MgO versus SiO_2 de rocas volcánicas de Caicara, (+) granitos de calco-alcalinos de Santa Rosalia (•) y granitos rapakivis de El Parguaza (•) *(Tomado de Mendoza, 1974, 2000)*

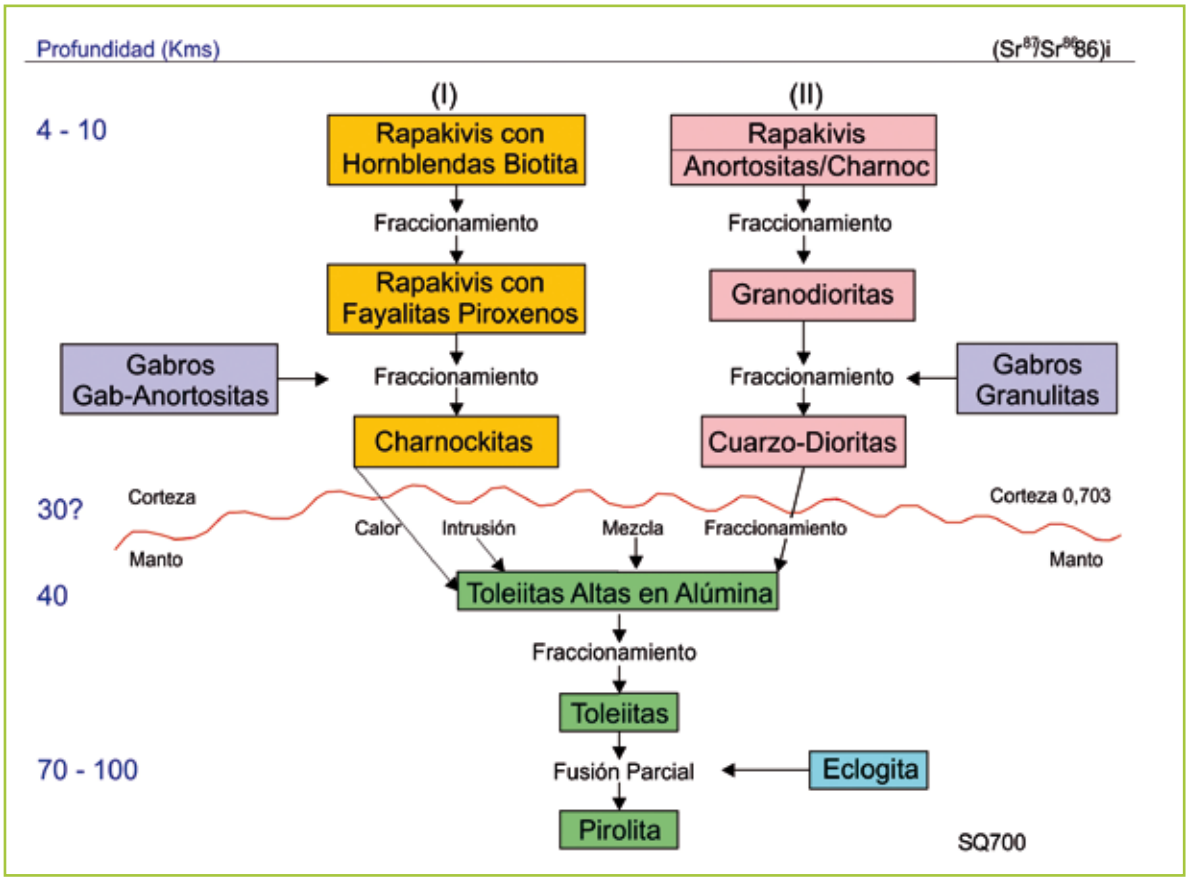


FIGURA No. 127 Evolución magmática de Granitos Rapakivis de El Parguaza *(Tomado de Mendoza, 1975, 1977)*

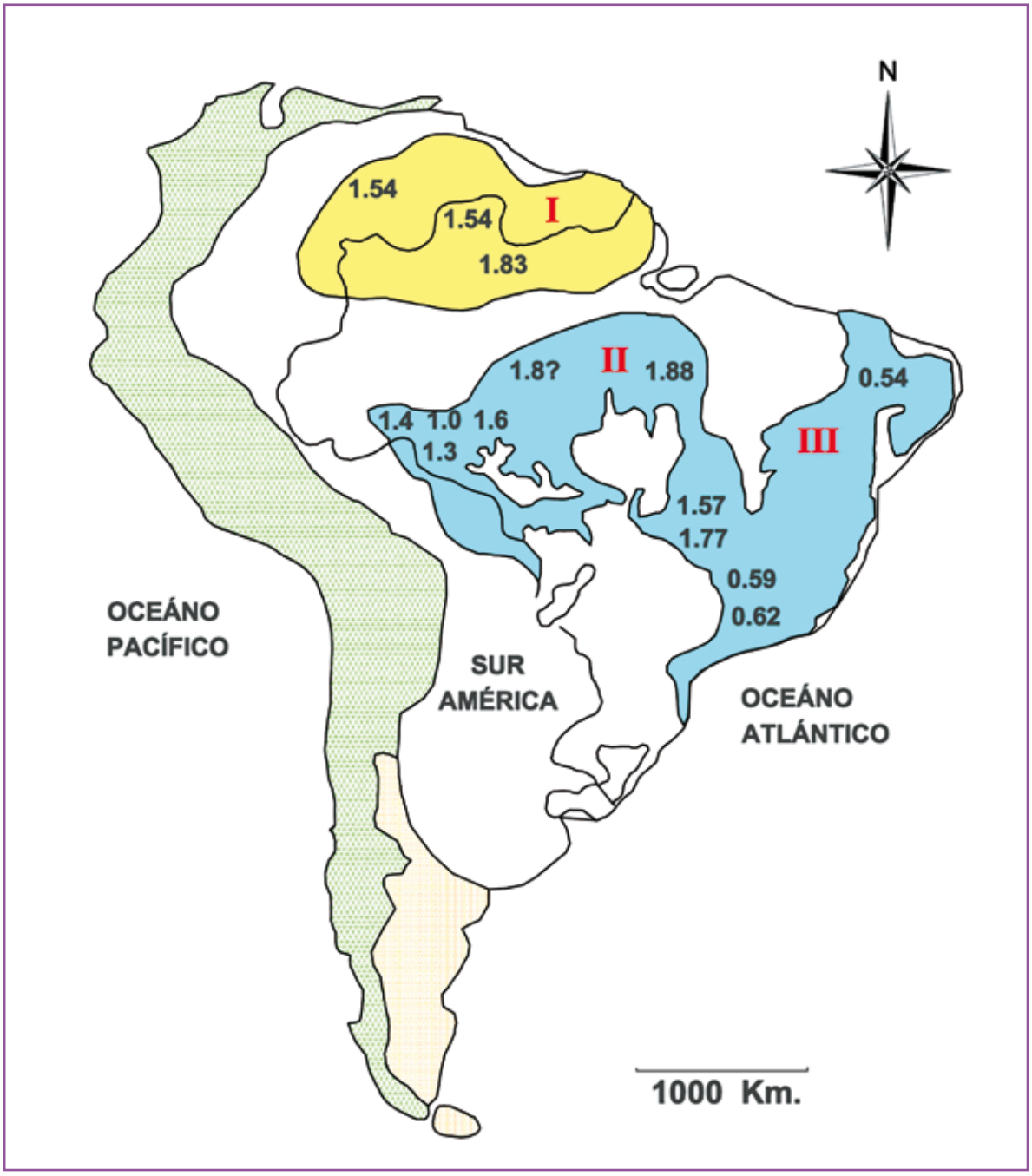


FIGURA No. 128 Localizaciones de edades de U-Pb en granitos rapakivis en el Escudo de Guayana. Como referencia, los granitos rapakivis de El Parguaza y de Surucucú muestran edades de 1.54 Ga *(Tomado de Dall' Agnol y otros, 1999)*

Dall' Agnol y otros (1999) redefinen a los granitos rapakivis del Cratón Amazónico en un amplio sentido que incluye a todos los granitos anorogénicos, tipo A, los cuales muestran, al menos localmente, textura rapakivi (wiborgita, pyterlita y otras).

Siguiendo a estos autores y a 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, Man-

guerita, Charnockita, Granito Rapakivi), que sólo están presentes al Sur de Boa Vista, Estado de Roraima y están ausentes en Laurentia. Muchos de los granitos rapakivis de Brasil no muestran regionalmente notorias texturas rapakivi, excepto los de Rondonia, Surucucú y del Estado Roraima cerca de Boa Vista, que son similares a los de Parguaza.

Los GR caen en el campo de los granitos tipo A, formados en el campo de intraplacas de **Pearce y otros (1989),** con fuerte enriquecimiento en K, Fe/Mg, F, Ga, Pb, Zr, Th y U y agotamiento en Sr. La asociación fayalita-magnetita-cuarzo es la más máfica de los GR. Las últimas facies de los rapakivis originan "granitos especializados", ricos en Na, topacio, flúor, con importantes cantidades de estaño, tungsteno y berilio y, quizás, de columbita-tantalita.

Estas grandes masas de granitos rapakivis cubren grandes extensiones, pero en el caso de los GR de El Parguaza con enfriamiento espacial inverso: primero en los bordes y, finalmente en el centro, o segregación máfica-félsica del borde al centro. A una conclusión similar llegó el modelo gravimétrico de la intrusión del Parguaza de **Jácome y Otros, (2004, figuras 4 y 5 p. 389 y 390).**

El Cratón San Francisco de Brasil, fuertemente afectado por la orogénesis Brasiliano-Pan Africano, no registra granitos rapakivis. Esto concuerda con la correlación del Cratón Amazónico y el Escudo Báltico-Laurentia, para formar parte del Supercontinente Columbia, ambos con abundantes volúmenes de granitos rapakivis, mientras que el Cratón San Francisco se correlaciona con el Cratón Congo-Kasai de África, que prácticamente no registran granitos rapakivis.

Los voluminosos rapakivis en el supercontinente Columbia (Báltica, Laurentia, Sur de China, Australia y Amazonia) implican gigantescos y posiblemente interconectados "rifts" continentales, asociados a plumas de calor en Báltica y NE de Amazonia, al menos, con amplios y relacionados procesos de fusión parcial de material de la base de la corteza, con aporte de material del manto.

Posiblemente otras zonas del supercontinente con menos, a sin rapakivis, no fueron afectados por procesos de "rifting" continental y/o de fusión parcial, mucho menos extensos Los GR de Finlandia tienen una relación $\sum$Nd de -3 a 0, sugiriendo una fuente de corteza de edad 1.9 Ga, aunque algunos GR de Morelia y Suecia tienen una relación $\sum$Nd de – 9, lo que sugiere fuentes costrales de edad Arqueozoica.

Esto último concuerda con la hipótesis de **Neymark y otros (1994)** de que los GR de Suecia y Finlandia se formaron por magmatismo de "segregación" con interacción entre magmas del manto superior y la corteza inferior granulítica Arqueozoica, lo cual condujo y dio lugar a un magma híbrido o contaminado, y de ese fundido y producto de diferenciación cristalizaron los GR. Un modelo muy similar propuso mucho antes el autor **(Mendoza, 1975)** para el origen de los granitos rapakivis de El Parguaza.

Algunos rapakivis son, en realidad, granitos postcolisión como el granito rapakivi Itu del Neoproterozoico de Sao Paulo en ambientes muchos más jóvenes; otros muchos rapakivis más antiguos, Mesoproterozoicos, son también granitos postcolisión; pero una gran mayoría de granitos rapakivis se formaron en ambientes cratónicos distensionados, como los rapakivis intrusivos en terrenos del Mesoproterozoico 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) del Estado 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, Brasil, son muy variables en tipos y orígenes, e implican cierta conexión entre los magmas rapakivis y los ambientes de engrosamiento de la corteza durante eventos sucesivos más jóvenes, pudiendo implicar ser tectónicos tardíos o incluso, aunque más raro, estar relacionados con procesos de colisión continental y engrosamiento de la corteza, como es el caso de los gneises de 1.45 Ga del Río Vaupés (equivalente del Granito de Guaniamito), Colombia, de la región del Río Negro.

La principal diferencia entre los rapakivis del Cratón Amazónico (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 No. 127)** o especializados, granitos albíticos, topácicos leucocráticos, de Sn asociados a Y, REEs, Th, F (criolita), Zr, In, alta relación F/Cl, anomalía negativa de Eu, así como potenciales depósitos, tipo Olympic Dam (Fe,Cu, U, REEs, Au, Ag) mientras que los granitos del Báltico-Laurentia están menos mineralizados, probablemente porque estos últimos representan facies más profundas y/o menos diferenciadas, Tipo II **(Figura No. 126).**

Así se tienen los siguientes parámetros prospectivos para estos granitos rapakivis dependientes de 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

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.

EDADES DE LA SUPERASOCIACIÓN CEDEÑO

Las Volcánicas de Caicara de la Asociación Cuchivero fueron datadas en 1.760 Ma por Rb-Sr roca total **(Gaudette y otros, 1978)** en unos xenolitos de ignimbritas riolíticas de Caicara contenidos en el GRP en la colina de Bebederos, localizada al Sur de Los Pijiguaos. **Brooks y otros (1995)** reportan una edad de 1.978 ± 43 Ma por U-Pb en circones **(Figura No. 124),** procedentes de tobas de flujo, riolíticas, de las Volcánicas tipo Caicara, 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 No. 11,** recopilada por **Sidder y Mendoza (1995)** de rocas equivalentes de Surumú e Iricoumé del Estado Roraima del Norte de Brasil **(Reis y otros, 2000).** Edades cercanas a los 1.98 Ga - 1.88 Ga del Evento Orocaima, se obtuvieron para las rocas equivalentes de las VC, como son la "Formación" Dalbana de Suriname y las Volcánicas de Surumú de Brasil.

La edad de los granitos de Santa Rosalía y de San Pedro es de 1.880 Ma ± 88 Ma y tomada una mezcla para granitos y volcánicas de Suriname equivalentes a la Asociación Cuchivero, dio una edad, Rb-Sr roca total, de 1.880 ± 31 Ma con una relación de Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0.706, siendo la misma para rocas del manto de esa edad 0.7045 y de la corteza >0.708. Granitos de Cuchivero en Guaniamo, dieron una edad de 1.864 Ma **(Schulze y otros, 2005)** por U-Pb en titanitas. **Moser (1996)** determinó una edad U/Pb de 1.864 ± 4 Ma en 10 fragmentos de titanita de xenolitos costrales de Cuchivero en las kimberlitas de Guaniamo.

Podría concluirse que las rocas más antiguas de la Asociación Cuchivero, o sea las Volcánicas de Caicara, debieron emplazarse, en un arco magmático tipo Andes, cercano a los 1.900 - 1.950 Ma, y los granitos comagmáticos con ellas no más tarde de otros 10-20 Ma, es decir, hacia 1.880 Ma. Sin embargo, rocas similares y evolucionadas más tardíamente de arcos paralelos hacia el Oeste pueden 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 Uatumá (1.96-1.78 Ga), ellas pertenecen a una serie de arcos magmáticos que sucedieron inmediatamente a un arco de islas en un océano que se inició hace unos 2.3 Ga.

Al cierre de ese océano (hacia 2.0 Ga - 1.95 Ga), se adicionó el arco de islas de Pastora a Imataca y luego el arco magmático de Cuchivero, durante el final y algo después de la Orogénesis Transamazónica, es decir que esta orogénesis se inició hace unos 2.3 Ga y concluyó hacia 1.8 Ga, lo cual difiere de muchas interpretaciones previas, incluida la propia **(de Sidder y Mendoza, 1995).**

El ploteo de multicationes R1 versus R2, siendo:

$$R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$$ y

$$R2 = 6(Ca+2Mg+Al)$$

indican según **Briceño y otros (1989),** que las rocas volcánicas de Caicara estudiadas por **Mendoza y otros (1977)** son calcoalcalinas postorogénicas, mientras que las volcánicas equivalentes del Amazonas **(Talukdar y Colvee, 1977),** son postorogénicas a orogénicas tardías.

Las rocas volcánicas de la Formación Ichún caen también **(Figura No. 125)** en el campo 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 África, postectónicas, post-Eburnean, no son tampoco de arcos sino de zonas intracontinentales.

Briceño y otros (1989) 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 No. 125)** según **Sidder y Mendoza (1995),** muestra que los granitos de la Asociación Cuchivero caen en zonas intracontinentales, como en África Occidental, y las volcánicas de Caicara, entre la zona de granitos post-colisión y la zona intracratónica.

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 Noroccidental 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 Suroccidental 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 Zra	Correira et al. (1996)
	1600 – 1880 Ma?	U-Pb Zra	Correira et al. (1996)
	Ca 2070Ma	Re-Os wr	Correira et al. (1996)
Complejo Barro Alto	1729 ±21 Ma	U-Pb Zra	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 No. 16 Edades radimétricas de granitos Rapakivis de Brasil *(Tomado de Dall´Agnol y otros, 1999)*

Sin embargo **Mendoza (1974, 1977)** mostró que las volcánicas riolíticas de las VC son comagmáticas 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 FeO /FeO+ MgO versus SiO_2 **(Figura No. 126)** muy poco fraccionamiento.

Como estas rocas muestran una relación de Sr isotópico inicial relativamente alta (0.706) 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, trondjemitas, granodioritas y cuarzo-monzonitas (TTG) del Complejo granítico TTG de Supamo, que por procesos de fusión parcial con muy poco fraccionamiento, produjeron las volcánicas y granitos calcoalcalinos de la Asociación Cuchivero.

Sidder (1991) interpretó estos granitos de la Asociación Cuchivero (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 comagmáticas graníticas o plutonometamorfismo **(Mendoza y otros, 1977).**

Se ha estimado que los granitos postectónicos generalmente ocurren unos 25 Ma - 75 Ma, después del clímax de los eventos de la colisión **(Silvestre, 1989),** 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 NW-SE con alto buzamiento, pero pertenecientes al Evento Orocaima propuesto por **Reis y otros (2000)** para la parte Norte del Brasil.

Las rocas volcánicas y los granitos se originaron en ambientes transicionales entreplacas (post-orogénicos) 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 Río Suapure-Pijiguaos de 1.545 Ma ± 20 Ma por U-Pb en circones a 1.531 Ma ± 39 Ma por Rb/Sr roca total **(Gaudette y otros, 1974, 1978),** y 1.372 Ma ± 10 Ma a 1.386 Ma ± 28 Ma, Rb/Sr roca total **(Barrios, 1982),** en Puerto Ayacucho y San Pedro respectivamente **(Tabla No. 23),** emplazado en un "rift" continental, acompañado de alto gradiente geotérmico, 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 Ma - 1.450 Ma,] **(Windley, 1989),** Granito de Sherman de Wyoming, e ignimbritas riolíticas comagmáticas con los granitos rapakivis de Aland, SW de Finlandia **(Eklund y otros, 1996),** de Suecia Central, etc. Los GRP son tipo A, anorogénicos, meta-aluminosos a ligeramente peraluminosos **(Dall'Agnol y otros, 1999)** cuyas edades en Brasil **(Figura No. 128)** van desde 1.88 Ga en Tapajós (Maloquinha) y Dos Carajás, a 1.83 Ga en Pitinga a edades intermedias y muy abundantes de 1.54 Ga en Parguaza, Surucucú y Mucajai.

Los granitos de Mucajai, que afloran al SW de la Ciudad de Boa Vista, forman un complejo de anortositas, mangueritas, charnockitas y granitos rapakivis **(Asociación AMCG, Emslie, 1991)** 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 (CK), de edad 1.96 Ga, en el Cinturón Central de Guyana, de tendencia NE, que es la misma tendencia estructural del Complejo metamórfico de Imataca. Las relaciones correlativas de Kanukú e Imataca ya fueron consideradas en la presentación de la Provincia Imataca. De ser la edad del protolito del CK Arqueozoica, la fuente continental de los granitos rapakivis, serían complejos granulíticos-charnockíticos del Arqueozoico.

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 y extensión de este Cratón Amazónico con Laurentia-Báltica **(Fraga y otros, 2000)** al menos en tiempos de Grenville (1.2 Ga - 0.9 Ga). Por otra parte, tal asociación AMCG es rica en hierro, de fuerte tendencia tholeiítica y se derivaron por diferenciación directa de magmas mantelares tholeiíticos con considerable contaminación o hibridización con material costral inferior (granulítico) **(Frost y Frost, 2008).**

Los granitos de Rondonia, van en edad desde 1.6 Ga a 0.9 Ga. Los granitos de 0.9 Ga-1.1 Ga incluyen charnockitas, mangueritas y rapakivis pero sin anortositas. En el SW de Brasil se encuentran granitos rapakivis de edad 1.6 Ga a 1.0 Ga. Granitos rapakivis de sólo 0.6 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, relaciona-

do a arco magmático, postcolisional, tardío tectónico, asociado con la orogénesis Caledoniana **(Wernick, 2000).**

Este origen es contrario a casi todos las postulaciones sobre los orígenes de los rapakivis clásicos, que son anorogénicos y se formaron en zonas disruptadas continentales varias decenas o centenas de millones de años después de los arcos magmáticos, 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 900º C - 950º 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 con alguna extensión los GR de Rondonia, en el borde SW del Cratón Amazónico en Brasil. Según estos autores, los GR comprenden siete asociaciones que en el tiempo van desde 1.600 Ma a 970 Ma, a decir:

1. Asociación Intrusiva de Sierra de la Providencia, con edades U-Pb 1.600 Ma 1.532 Ma
2. Asociación Intrusiva San Antonio, de edad U-Pb 1.406 Ma
3. Asociación Intrusiva Teotónio, de edad U-Pb 1.387 Ma
4. Asociación Intrusiva Santo Antonio de edad U-Pb 1.346 Ma a 1.338 Ma
5. Asociación Intrusiva San Lorenzo-Caripunas, de edad U-Pb 1.314 Ma a 1.309 Ma
6. Asociación Intrusiva Santa Clara, de edad U-Pb 1.082 Ma -1.074 Ma
7. Granitos Jóvenes de Rondonia, de edad U-Pb 998 Ma a 974 Ma.

La Asociación Intrusiva Sierra de la Providencia es intrusiva en rocas de la Provincia Río Negro-Juruena (1.8 Ga - 1.7 Ga), mientras que las otras asociaciones son intrusivas en rocas costrales de Rondonia-San Ignacio de edades 1.50 Ga a 1.30 Ga. Estas intrusiones de granitos rapakivis son contemporáneas con actividad orogénica en otras partes del Cratón Amazónico. 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 anorogénicos 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 Inírida 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 No. 17). Barrios y otros (1985)** reportan, como ya se relató antes, edades Rb-Sr roca total en GRP de San Pedro cerca del Río Suapure y Puerto Ayacucho de 1.372 Ma y 1.386 Ma, respectivamente. El autor interpreta que estas edades del GRP por Rb/Sr son unos 150 Ma más jóvenes que las posibles edades verdaderas por U-Pb en circones. **La Tabla No. 16 (tomada de Dall'Agnol y otros 1999)** muestra las edades radimétricas de los granitos rapakivis de Brasil y de los países circunvecinos.

Bajas a moderadas relaciones de Na/K, Ba/Sr, K/Rb y relación de SiO_2 versus FeO/FeO + MgO, indican un fuerte fraccionamiento como un importante proceso en la cristalización de los GRP. Baja relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial (=0.701), Nd^{143}/Nd^{144} 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 de material de la corteza inferior, granulitas y charnockitas del tipo Complejo de Imataca, o de dioritas y granodioritas TTG del Complejo de Supamo, siguiendo la evolución magmática propuesta por **Mendoza (1975)** como se indica en la **Figura No. 127.**

El estudio detallado, integral y globalizado de los granitos anorogénicos rapakivi, como sucesión de eventos ocurridos casi exclusivamente del Mesoproterozoico, es de extremada importancia en la reconstrucción paleogeográfica de los supercontinentes Atlántica y Columbia así como de los bloques dispersos continentales que antes estuvieron soldados, como el Norte del Cratón Amazónico-Laurentia-Báltica.

RECURSOS MINERALES DE LA PROVINCIA CUCHIVERO

Los principales recursos minerales explotados en la Provincia Cuchivero son los depósitos de bauxita de Los Pijiguaos, algo de estaño, columbita-tantalita, derivados de pegmatitas de Agua MENA, caolín del Parguaza y los de diamantes de Quebrada Grande en Guaniamo, además del potencial en REEs, zirconio, niobio, fósforo de la Carbonatita de Cerro Impacto. Los depósitos de oro son escasos y de modesta a baja potencialidad.

Depósitos de Oro

Las vetas de cuarzo, abundantes en las rocas volcánicas de Caicara, suelen contener trazas de Ag y Au **(Sidder, 1995),** 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.

Allí 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, localmente.

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

Algo similar es observado en Asita, en El Viejo, en las rocas meta-sedimentarias intercaladas con volcanoclásticas del Río Bajo Ventuari, del Estado Amazonas, 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, 1987)** por la escasez de pórfidos subyacentes de Cu-Au en el Precámbrico, y porque los procesos de convergencia y colisión implicaron fuertes levantamientos y erosión. Sin embargo, en Tapajós la erosión no alcanzó y los depósitos se conservan casi intactos.

Tapajós, con unos 140.000 km^2 de área, 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 Ririí.

La Provincia Aurífera Tapajós se encuentra hacia el contacto de la Provincia Geológica Tapajós con la Provincial Central Amazónica, e incluye de más viejo a más joven las siguientes unidades **(Juliani y otros, 2006):**

- Grupo Jacareacanga: rocas meta-volcano sedimentarias de 2.1 Ga
- Complejo Cuiú-Cuiú con rocas graníticas TTG, de 2.0 Ga
- Asociación intrusiva Creporizao, de edad 1.97 Ga a 1.95 Ga
- Tonalitas del Río de las Tropas, de edad 1.90 Ga
- Asociación granítica intrusiva Parauari, de edad 1.88 Ga
- Grupo Ririí, rocas meta-andesíticas, riolitas y piroclásticas de 1.88 Ga
- Granito tipo A, intrusivo, Maloquinha, de edad 1.87 Ga.

El oro se presenta tanto en vetas de cuarzo-aurífero como diseminado, en "stockworks" y en brechas volcánicas, aunque el 90% del oro extraído desde el año 1959 hasta el año 2006, estimado en 170 t de oro, ha sido aluvional de los garimpos Cuiú-Cuiú, Canta Galo, Abacaxi, Patrocinio y otros.

El evento volcano-plutónico Uatumá (2.0 Ga - 1.75 Ga) comprende granitos calco-alcalinos con alto K y volcánicas alcalinas **(Juliani y otros, 2008)** con su máximo hacia 1.88 Ga, y representa una de las más importantes actividades magmáticas félsicas paleoproterozoicas del mundo, cubriendo más de 1.3 M de km^2 desde Caicara del Orinoco hasta Tapajós y Mato Grosso.

En esas regiones, en particular en Tapajós, diversos estudios **(Juliani y otros, 2008)** señalan una evolución causada por orogenias océano-continente, que resultaron en la formación de secuencias volcano sedimentaria del Grupo Jacareacanga (2.1 Ga - 2.0 Ga) y en los arcos magmáticos del Complejo Cuiú-Cuiú (2.0 Ga) la Asociación intrusiva Creporizao (1.97 Ga - 1.95 Ga), la Tonalita del Río de las Tropas (1.90 Ga) y la Asociación intrusiva Parauari (1.88 Ga = Asociación volcano-plutónica de Cuchivero de Venezuela).

Las volcánicas de Ririí y el comagmático granito Río Dourado de Xingú-Iricoumé del Mato Grosso presentan el mismo "trend" de Caicara-Tapajós NW-SE. Las rocas volcánicas aquí pertenecen al Grupo Iricoumé en el Norte y al Grupo Mapuela en el Sur.

En Xingú las mismas rocas se conocen como Grupo Ririí y el granito Río Dourado es equivalente del Granito Maloquinha.

Edades en circones de volcánicas de Iricoumé próximo a la mina Pitina, dan 1.966 Ma similares a las edades de las volcánicas y tobas riolíticas de Icabarú en Venezuela y de Surumú, en el Norte del Estado Roraima, Brasil.

En la parte Sur, las Volcánicas de Ririí dan edades más jóvenes (1.88 Ga) próximo a los ríos Tapajós y Jamaxin **(Sant'Ana Barros y otros, 2005).** De allí que el llamar a rocas similares por grandes distancias con el mismo nombre es un error que lleva estudios y tiempo para corregirlos. Es preferible, a veces, usar nombres más locales, al menos, para cada dominio. Es posible que se trate de arcos magmáticos paralelos, consecuentes con la deriva continental del Este hacia el Oeste.

El evento Uatumá también registró granitos tipo A, como la Asociación intrusiva Maloquinha de Tapajós, Mapuela al Norte de la Cuenca del Río Amazonas y la Asociación Velho Guilherme, en Xingú.

En resumen, el evento Uatumá, a pesar de registrar rocas volcánicas similares pero de edades muy diferentes, comenzó con volcánicas intrusivas y efusivas calco-alcalinas, pasando o diferenciándose de andesita a riolita, formadas en una región de intra-arco y, a lo sumo, detrás del arco magmático tipo Andes, próximo a un borde continental activo con una zona de subducción debajo, tipo océano Pacífico-Cordillera de los Andes, o sea un sistema océano-continente activo.

Luego siguieron, a medida que la cratonización avanzó con la emigración o retroceso de las zonas de subducción y el avance del borde continental activo, de otras rocas volcánicas más jóvenes, sub-volcánicas y plutónicas, félsicas alcalinas, a lo largo de grandes geofracturas de dirección NW-SE, predominando el volcanismo fisural con ignimbritas marginales y domos riolíticos. Las calderas se formaron tanto al comienzo como después y al final del evento Uatumá **(Juliani y otros, 2006).**

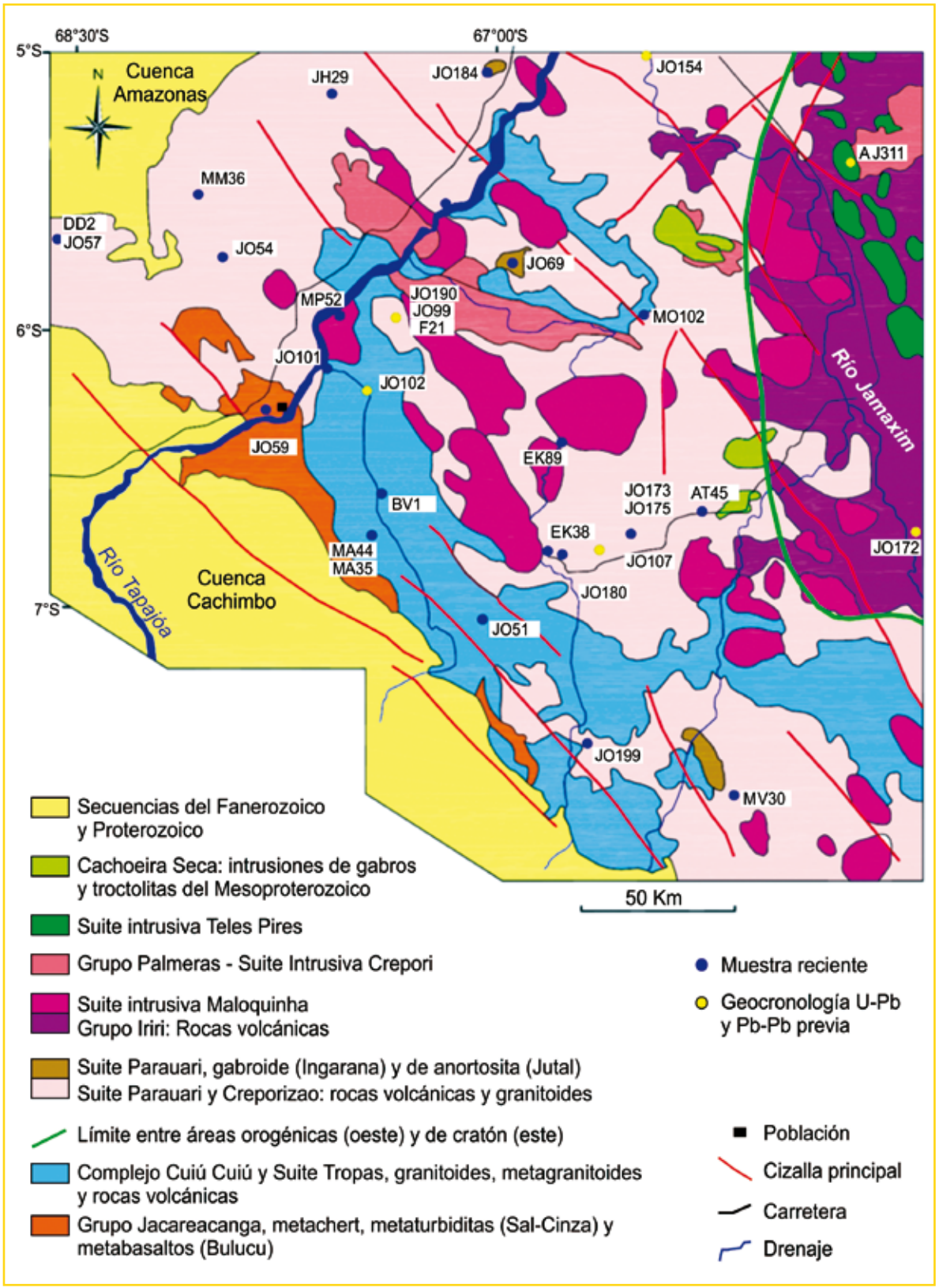


FIGURA No. 129 Mapa geológico de Tapajós con localización de muestras datadas geocronológicamente *(Tomado de Faraco y otros, 1996)*

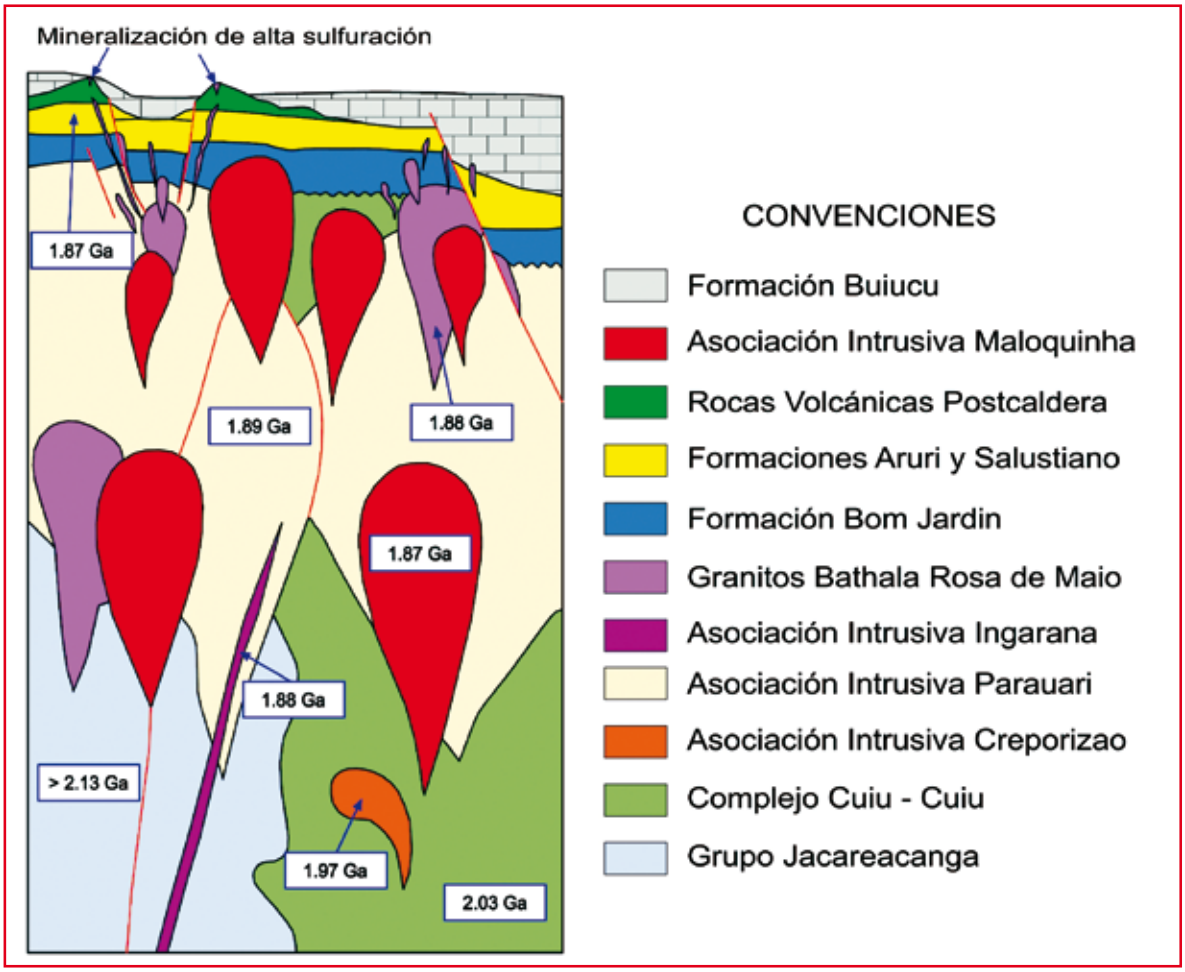


FIGURA No. 130 Columna estratigráfica esquemática de las principales unidades de la Provincia Aurífera de Tapajós *(Tomado de Juliani y otros 2000)*

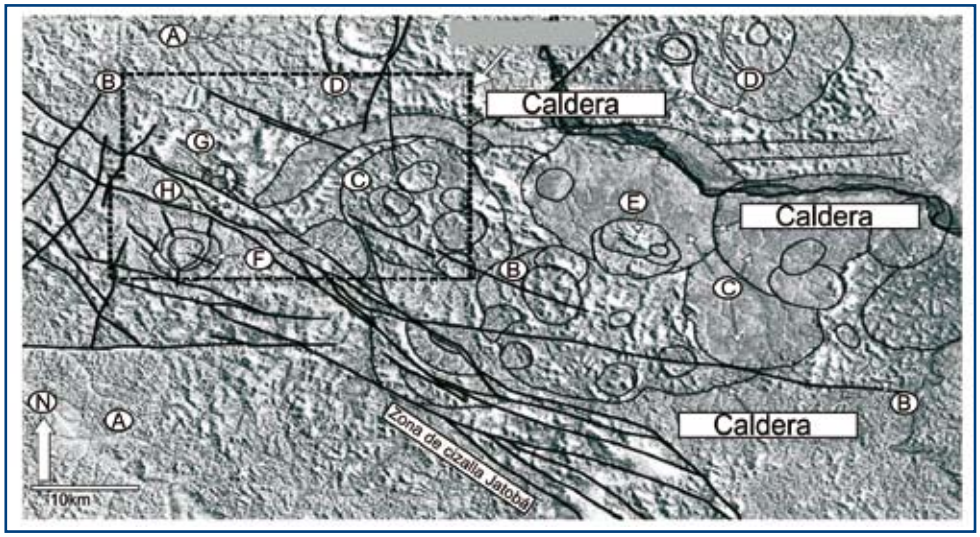


FIGURA No. 131 Imagen de radar, TM-Landsat, con interpretación de estructuras circulares y anulares, asociadas a paleocalderas colapsadas y relacionadas con intrusiones de granitos hipoabisales porfiríticos, en el área de Tapajós *(Tomado de Juliani y otros 2000)*

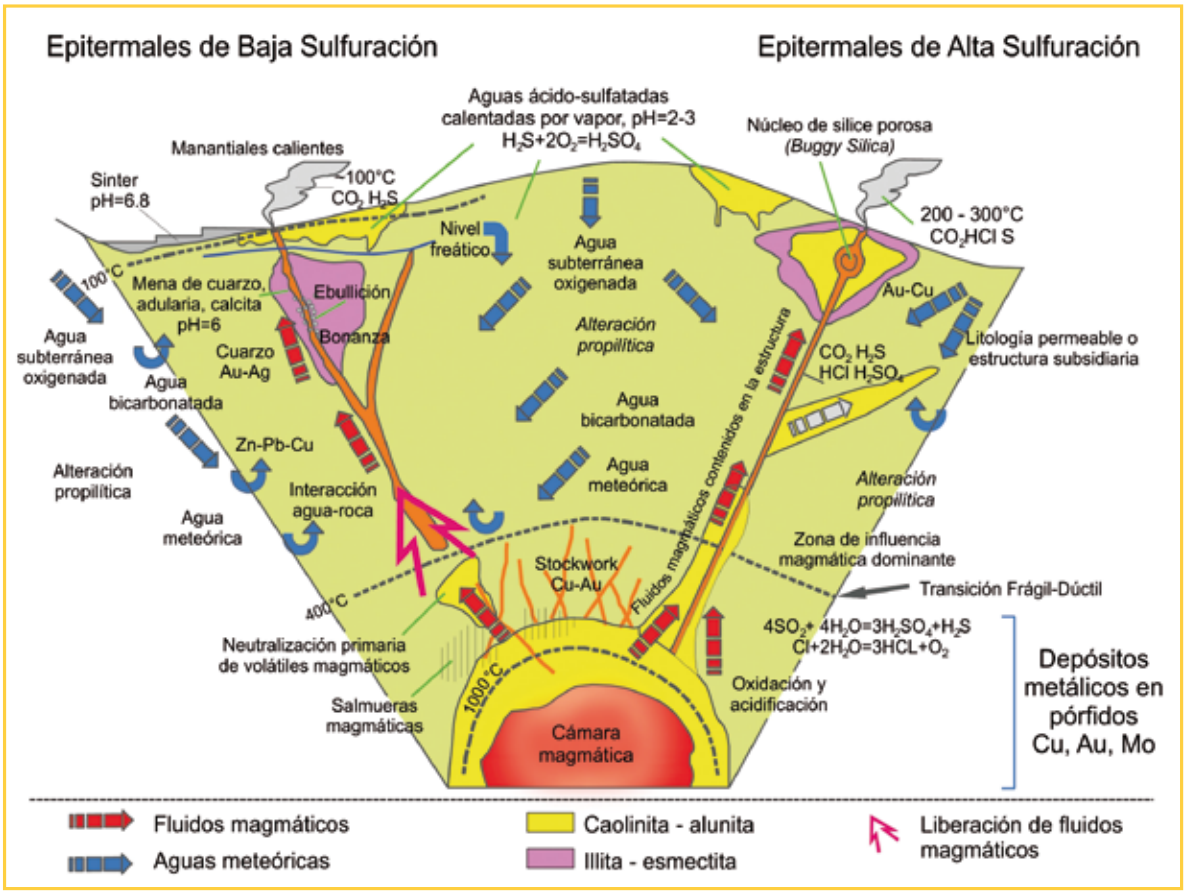


FIGURA No. 132 Modelo de pórfido de Cu-Au y superiores depósitos epitermales de baja y alta sulfidización en comagmáticas rocas volcánicas y piroclásticas superiores, tipo Irirí de Tapajós *(Tomado de Taylor y otros, 2007)*

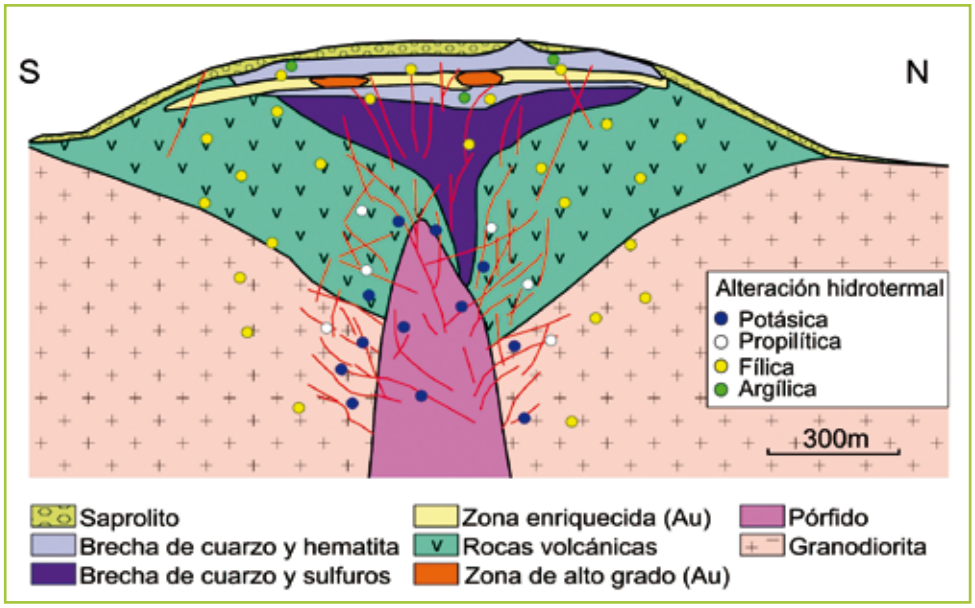


FIGURA No. 133 Modelo de mineralización y alteración hidrotermal de los depósitos auríferos epitermales de Tapajós *(Tomado de Juliani y otros, 2000)*

Una de las zonas de colisión, de posible orientación WSE-ESE, podría localizarse al SW del Graben de la Sierra de Cachimbo **(Juliani y otros, 2008).** La Falla de Cabruta, que pasa por Caicara del Orinoco y Cabruta en la Guayana Venezolana, es a gran distancia una continuidad de esta zona de choque de Cachimbo en Tapajós.

El Grupo Ririí (1.88 Ga) de Tapajós y sus equivalentes, como la formación Moraes Almeida (1.87 Ga) de la provincia aurífera de Tapajós, pasa a otras rocas volcánicas más jóvenes en la Sierra del Cachimbo, como las volcánicas del Río Moriru (1.76 Ga), las volcánicas de Teles Pires (1.76 Ga), la Asociación volcánica Colider (1.78 Ga) y las volcánicas de Aripuaná (1.75 Ga) y otras más antiguas, como las del Departamento Roraima, las volcánicas del grupo Surumú (2.0 Ga).

Juliani y otros (2005) identificaron varias paleocalderas continentales en la Provincia Aurífera Tapajós, genéticamente relacionadas al magmatismo volcano-plutónico de Ririí, con una unidad basal andesítica que evolucionó a ignimbritas y tobas riolíticas y dacíticas.

Meta-andesitas, riolíticas e ignimbritas constituyen la fase precaldera: tobas de cenizas; la fase sincaldera y riolitas y piroclásticas con domos resurgentes, la fase postcaldera. Areniscas tobáceas epiclásticas y depósitos lacustrinos son los depósitos intracaldera **(Juliani y otros, 2008).**

Con la formación de estas calderas intra arco magmático calcoalcalino y hasta alcalinos, las rocas volcánicas calcoalcalinas, en particular riolitas y riodacíticas porfiríticas y granofíricas en diques y "stock" de anillos volcánicos, llevan asociadas mineralización epitermal aurífera con alta sulfidización (HS) (cuarzo-alunita) y baja sulfidización (LS) (adularia-cuarzo), con mineralización de Au-Cu-Mo y, posiblemente, de pórfidos de Cu-Au. La HS y LS ocurren en brechas hidrotermales afectadas por avanzada alteración argílica.

En Tapajós la mineralización de Au-Cu-Mo se localiza hacia el SW, y la de Au en el NE. La mineralización de Sn y W está asociada a magmatismo alcalino en San Félix de Xingú.

Con la emigración del arco volcánico continental, causado por la evolución y movimiento de la zona de subducción en el tiempo, explica que rocas muy similares volcánicas y piroclásticas tengan edades diferentes.

Una de esas zonas de subducción identificadas por **Juliani y otros (2008)** es el graben de la Sierra del Cachimbo.

De forma similar, el autor **(Mendoza, 2005)** mantiene que ya para 1.95 Ga - 1.98 Ga existía un borde continental activo, tipo Andes, hacia Santa Elena del Uairén donde se desarrollaron las volcánicas félsicas de Icabarú y las de Surumú y que tal arco y borde activo emigró luego cerca de la actual Caicara del Orinoco hacia 1.88 Ga y, muy posiblemente, al Suapure-Ventuari hacia 1.75 Ga.

La Falla Cabruta marca esa zona de subducción o borde continental activo hacia 1.88 Ga, y la Falla Suapure su emigración hacia 1.75 Ga.

En forma similar, en Tapajós tenemos tres arcos: uno equivalente a Volcánicas de Surumú de 1.98 Ga - 2.00 Ga, otro representado por el Grupo Ririí de 1.88 Ga y, un tercer arco con las volcánicas de la Sierra del Cachimbo de 1.76 Ga aproximadamente (volcánicas del Río Ariru, de Teles Pires, de Colider y de Aripuana).

En campo es casi imposible distinguir unas rocas volcánicas de otras, e indistintamente se las ha denominado del lado venezolano como Volcánicas de Caicara, y del lado brasileño como Volcánicas de Uatumá.

En un sentido más restringido, las Volcánicas de Ririí son equivalentes a las Volcánicas de Caicara; posiblemente las Volcánicas de Icabarú sean equivalentes a las de Surumú y las volcánicas del Chivapure-Ventuari a las Volcánicas de la Sierra El Cachimbo.

Ese borde continental activo se reconoce en el Paleozoico en la Cordillera Oriental de Colombia, emigrando hacia la Cordillera Central (Falla Cauca-Romeral) en el Cretácico, y actualmente en la Cordillera Occidental (Falla Atrato).

El basamento de la provincia Tapajós está formado por el "Grupo" Cuiú-Cuiú (2.033 Ma-1.995 Ma) y la asociación Jacareacanga (2.011 Ma) del Paleoproterozoico que fueron intrusionados por granodioritas y cuarzo-monzonitas de Paraguarí (1.879 Ma - 1.883 Ma), y de volcánicas de su comagmático granito o tonalita de Tropas (1.895 Ma - 1.888 Ma), del tardío Transamazónico (1.9 Ga - 1.8 Ga).

Sobre ambas unidades se depositaron tobas volcánicas félsicas de Ririí (1.89 Ga - 1.87 Ga), equivalentes de las Volcánicas de Caicara.

Una colisión de arco de islas versus continente, asociada a una subducción al Este hacia 2.0 Ga - 1.95 Ga, resultó en el emplazamiento del arco magmático de Paraguarí **(Santos y Otros, 2001),** posiblemente equivalente al arco magmático de Icabarú en la Guayana Venezolana, acompañado del volcanismo ácido a intermedio del Grupo Ririí y de intrusiones postcolisionales graníticas.

Las volcánicas de Ririí contienen la mineralización aurífera, en particular la de alta sulfidización.

Rocas sedimentarias clásticas de la Formación Castelo dos Sonhos suprayacen a las rocas de Ririí. Toda la secuencia

fue cubierta por el "Grupo" Beneficente e intrusionada por diques y sills gabroides de 1.69 Ga y de rocas del complejo máfico y ultramáfico del Cacheira Seca de 1.2 Ga - 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.

El granito anorogénico (?) o postcolisional de Maloquinha (1.864 Ma - 1.874 Ma), comagmático con las volcánicas de Iriri, intrusionó toda la secuencia. Rocas sedimentarias postectónicas, tipo Roraima, denominadas aquí Palmares, cubrieron la secuencia anterior.

Luego parece haberse producido un arqueamiento y ruptura de la corteza del supercontinente Columbia, y se emplazaron granitos tipo A, rapakivis y lavas tholeiíticas intraplacas (1.780 Ma), intrusivas en la secuencia sedimentaria equivalente de Roraima, es decir, asociación tholeiítica equivalente a la Asociación Avanadero.

La pluma de calor siguió su actividad y disrupción continental, con nuevos granitos rapakivis más jóvenes al N-NW (Surucucú, Mucajai, Serra de Prata, Parguaza, de 1.55 Ga, aproximadamente).

La mineralización aurífera de Tapajós contiene la primera gran evidencia de mineralización de alta sulfidización en el Cratón Amazónico, como lo demuestra la abundancia de brechas hidrotermales con alunita hospedada en una caldera riolítica de Iriri de 1.89 Ga a 1.87 Ga.

La mineralización ocurrió hacia 1.869 Ma ± 2 Ma (edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ en alunita). Acompañando a alunita se observan natroalunita, pirofilita, andalucita, cuarzo, rutilo, diáspora, caolinita, pirita, enargita, calcopirita, bornita y novelita.

El núcleo mineralizado silíceo es circundado por alteración argílica avanzada y argílica menos intensa que grada a profilítica con sericita hacia fuera. Las menas silicificadas con alteración argílica avanzada y abundante alunita, contienen reservas estimadas superiores a las 30 t de oro, en menas con tenores de hasta 4.5 g/t **(Juliani y otros, 2005).**

Las mineralizaciones epitermales de Tapajós ocurren en "pipas de brechas hidrotermales".

La mineralización epitermal de alta sulfidización registra, de tope a base, las siguientes zonas:

- Tope de un sinter de sílice y hematita,
- Alteración argílica avanzada con alunita-cuarzo ± natrolita ± andalucita ± corindón ± pirofilita ± rutilo ± barita ± pirita ± calcopirita ± bornita ± covellita ± galena ± esfalerita ± enargita ± cobre nativo,
- Alteración argílica avanzada sin alunita y con pirofilita + cuarzo + andalucita + diáspora + rutilo + turmalina + fluorita + hematita,
- Alteración argílica intermedia con caolinita, dickita, sericita, clorita,
- Alteración sericítica con cuarzo y sericita,
- Alteración propilítica con epidoto + zeolitas + sulfatos + minerales de arcilla + carbonatos.

Las condiciones físicas y químicas de los fluidos hidrotermales del Paleoproterozoico de Tapajós son idénticas a las observadas en mineralizaciones del Cenozoico, lo cual nos permite concluir **(Juliani y otros, 2008)** que el transporte y el depósito de metales fue el mismo que los verificados en períodos más jóvenes o recientes en los Andes, Oeste de USA-Canadá, en los tipos de depósitos epitermales y pórfidos.

La alteración hidrotermal de baja sulfidización de Tapajós está definida por los halos de:

- Alteración sericítica con adularia + pirita + calcopirita + molibdenita + oro + rutilo + titanita, seguida de
- Alteración propilítica con adularia + clorita + carbonato + epidoto + fluorita + albita + calcopirita + pirita + cuarzo + leucoxeno + barita + rutilo, y
- Alteración argílica con caolinita + calcedonia + cuarzo + hematita. Puede hacerse muy abundante en sericita a lo largo de zonas de fallas.

Los depósitos auríferos de Tapajós, tipo V.3 y V.6 tienen algunas características similares a los depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au-REE-U tipo Olimpic Dam, tales como:

- Altos contenidos de Au, Cu, Ag, Pb, As, Mo, Bi, Sb, Y, La. Zr, Ba, U, REE, Te.
- Estructuras extensionales
- Presencia de brechas ricas en hematita
- Proximidad a una fuente magnética profunda
- Afinidad con rocas volcánicas alcalinas.

Tres secuencias volcánicas del Grupo Iriri (Formaciones Bom Jardin, Salustiano y Aruri) y varias calderas volcánicas se encuentran sobre las subyacentes intrusiones graníticas de Parauari. Sin embargo, la estratigrafía de Tapajós aun no está bien definida.

Las calderas muestran tobas de flujo riolíticas, tobas cristalinas, ignimbritas, aglomerados y lapilli, y son buenas guías para localizar mineralizaciones epitermales.

La paleocaldera de las volcánicas de Caicara en el Alto Río Suapure (frente a Chivapure) debe ser un buen prospecto para localizar depósitos auríferos, similares a los de Tapajós.

Lamarao y otros (2002, 2006) en Vila Riozinho, Provincia Aurífera Tapajós (PAT), distinguieron dos grandes períodos magmáticos: uno hacia 2.0 - 1.97 Ga de las volcánicas de Vila Riozinho (calco-alcalinas y shonshiniticas) y los granitos más viejos de Sao Jorge, y otro hacia 1.90 Ga - 1.87 Ga, equivalente de Cuchivero, de las volcánicas de Jardim do Ouro, granito joven de Sao Jorge, granito tipo A de Maloquinha y volcánicas de la Formación Moraes Almeida.

Todas las rocas volcánicas antes señaladas fueron originalmente incluidas en el Grupo Iriri del Supergrupo Uatumá, pero, como se resumió antes, unas (Vila Riozinho) son de edad 2.0 Ga - 1.97 Ga y otras **(Moraes Almeida)**, son más jóvenes de edad 1.90 Ga a 1.87 Ga.

Lo anterior es consecuencia de aplicar correlaciones puramente litológicas, sin soportes geoquímicos, georadimétricos y otros complementarios. Hacen falta muchas determinaciones de edades radimétricas, representativas y confiables para avanzar en este problema.

La evolución tectónica de la PAT es transicional en tiempo y en espacio **(Lamarao y otros, 2002),** entre una zona de subducción con arco magmático hacia 2.0 Ga - 1.97 Ga y el emplazamiento de las volcánicas de Vila Riozinho y los granitos más antiguos de San Jorge y una zona de "rifting" extensional de un continente estable.

Similares a los depósitos de Tapajós son los de la Alta Floresta, localizados entre el límite de las Provincias Ventuari-Tapajós (1.9 Ga - 1.8 Ga) al Norte, y la de Río Negro-Juruena (1.80 Ga- 1.55 Ga), al Sur, a través de la línea que pasa por los pueblos Matupá-Alta Floresta-Paranaita-Apiacás.

Estas dos provincias fueron interpretadas por **Tassinari (1996)** como arcos magmáticos que colidieron contra un bloque continental localizado al NE (Cratón Amazónico Central), algo muy similar a la colisión del arco magmático de Cuchivero contra el cratón de Imataca+Pastora, al Norte, en la Guayana Venezolana.

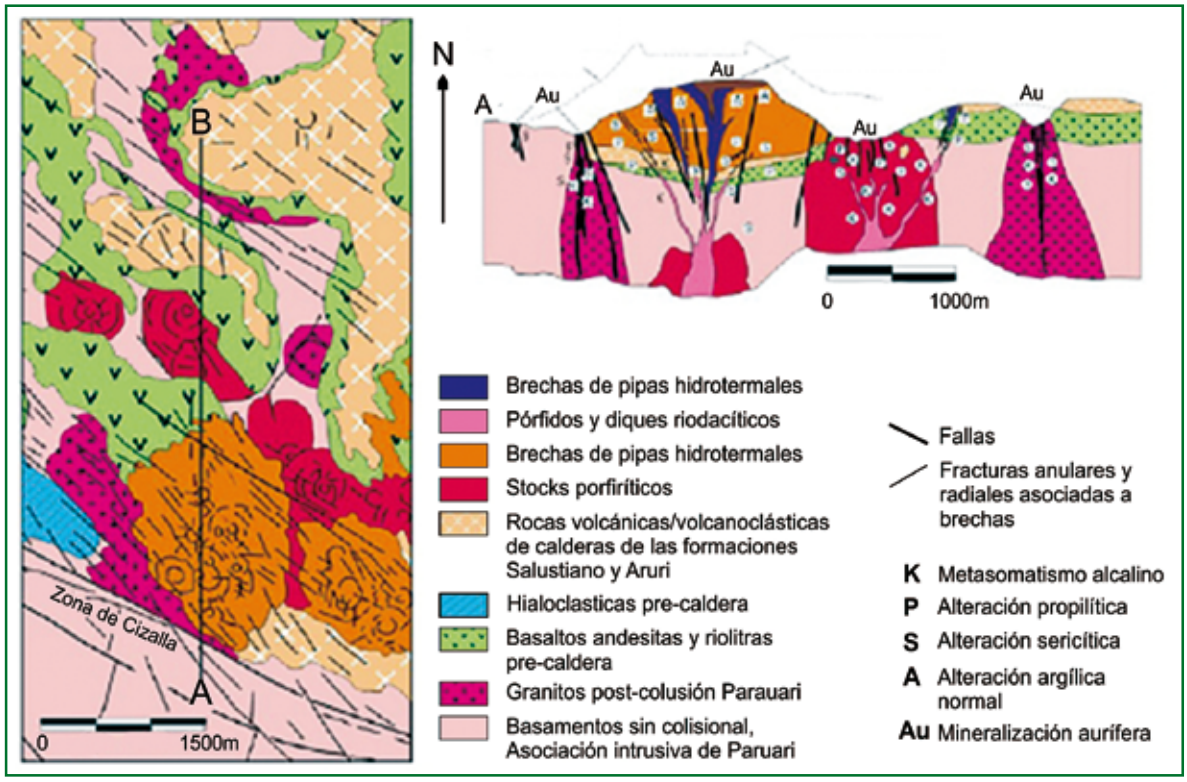


FIGURA No. 134 Detalles de la mineralización de Alta Sulfidización, destacando las zonas de paleocalderas y de alteración hidrotermal *(Tomado de Juliani y otros, 2008)*

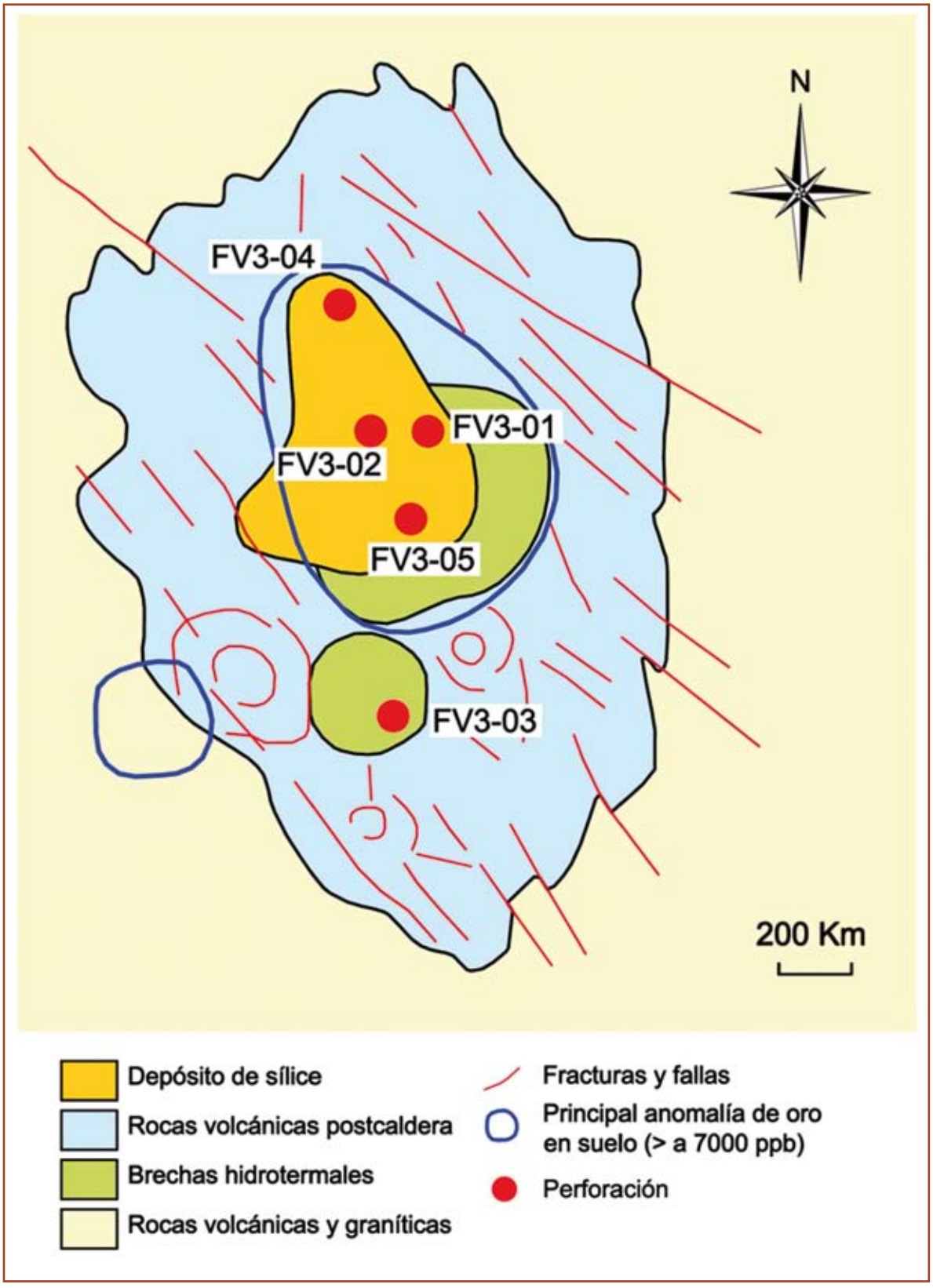


FIGURA No. 135 Mapa geológico esquemático de mineralización con alta sulfidización de Tapajós, indicando los sitios de comprobación mediante sondeos *(Tomado de Juliani y otros, 2008)*

Los tipos de depósitos de Alta Floresta son vetas de cuarzo relacionadas con zona de cizalla como los depósitos de Paraiba, depósitos diseminados relacionados con pórfidos, como los de Matupá y depósitos tipo "stockworks" como los de Nova Planeta.

Estas mineralizaciones están relacionadas con intrusiones graníticas en un basamento tipo Complejo Xingú (gneises graníticos, esquistos, anfibolitas, y metaultramáficas) de 2.816 Ma ± 4 Ma por el método Pb-evaporación, aunque por U-Pb en circones dan edad Paleoproterozoica de 1.938 Ma ± 9 Ma con TDM de 2.862 Ma.

Las intrusiones más importantes en la región de La Floresta, son:

1. Asociación Peixoto:
   Monzogranito biotítico, granodioritas y tonalitas biotíticas de 1.792 Ma ± 2 Ma por
   Pb – evaporación en circón.

2. Asociación Novo Mundo, post-tectónica:
   Sienogranitos y monzogranitos con andesitas y basaltos asociados, post-tectónicos de 1.970 Ma ± 3 Ma y 1.964 Ma ± 1 Ma por U-Pb en circones.
   La mineralización aurífera de Alta Floresta está ligada, en particular, a la Asociación Novo Mundo. **(Paes de Barros y otros, 2006)**

3. Asociación Vahando:
   Monzogranitos de 1.848 Ma ± 17 Ma por U-Pb en circones
   Sienogranitos y granodioritas contemporáneos con los monzogranitos.

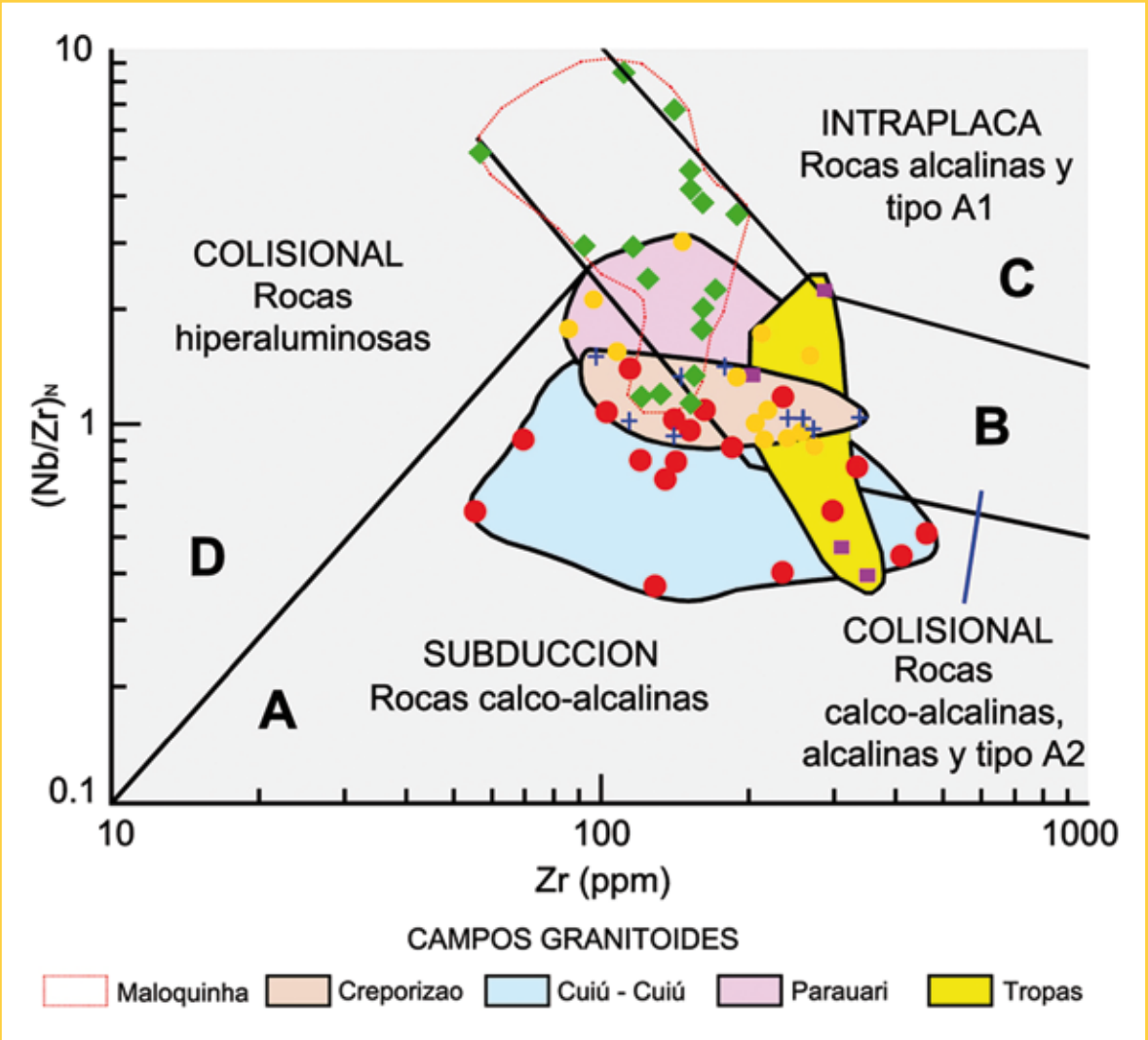


FIGURA No. 136 Clasificación geotectónica de rocas granitoides de Tapajós en el diagrama Nb/Zr versus Zr *(Tomado de Juliani y otros, 2008)*

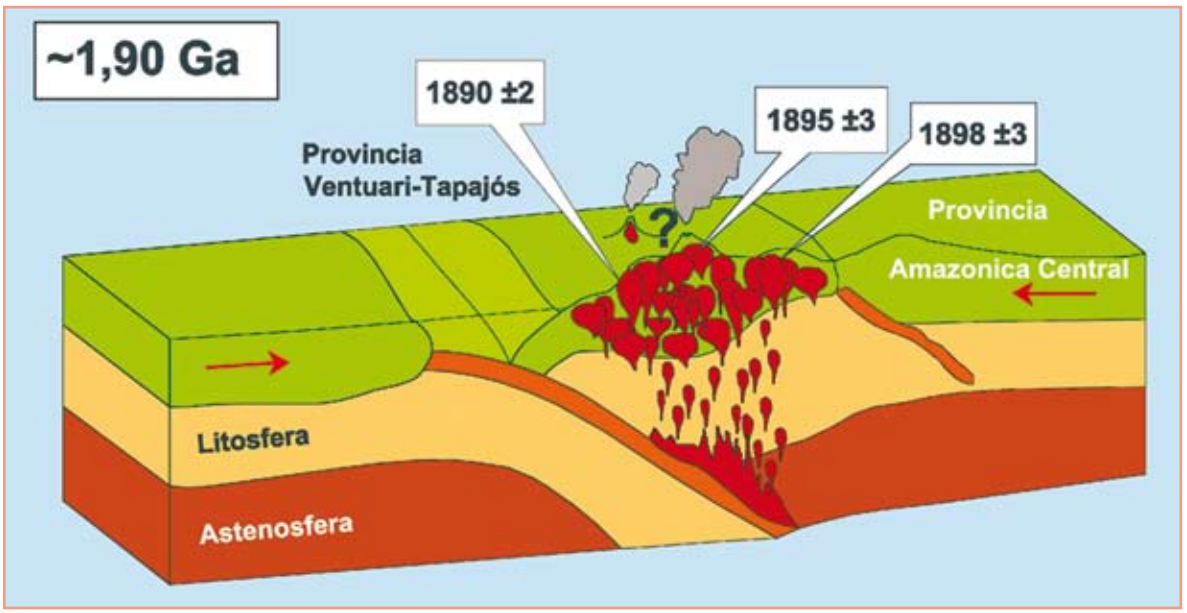


FIGURA No. 137 Modelo geotectónico de las rocas graníticas calco-alcalinas de la Provincia Ventuari-Tapajós, señala que se formaron en una fase última de subducción de Paleocaldera Oceánica sobre la Provincia Amazónica Central (tipo Imataca), envolviendo procesos finales de collage y construcción de la Provincia Ventuari-Tapajós, asociada a magmatismo, tipo Cuchivero, Agua Branca y equivalentes *(Tomado de Santos y otros, 2003)*

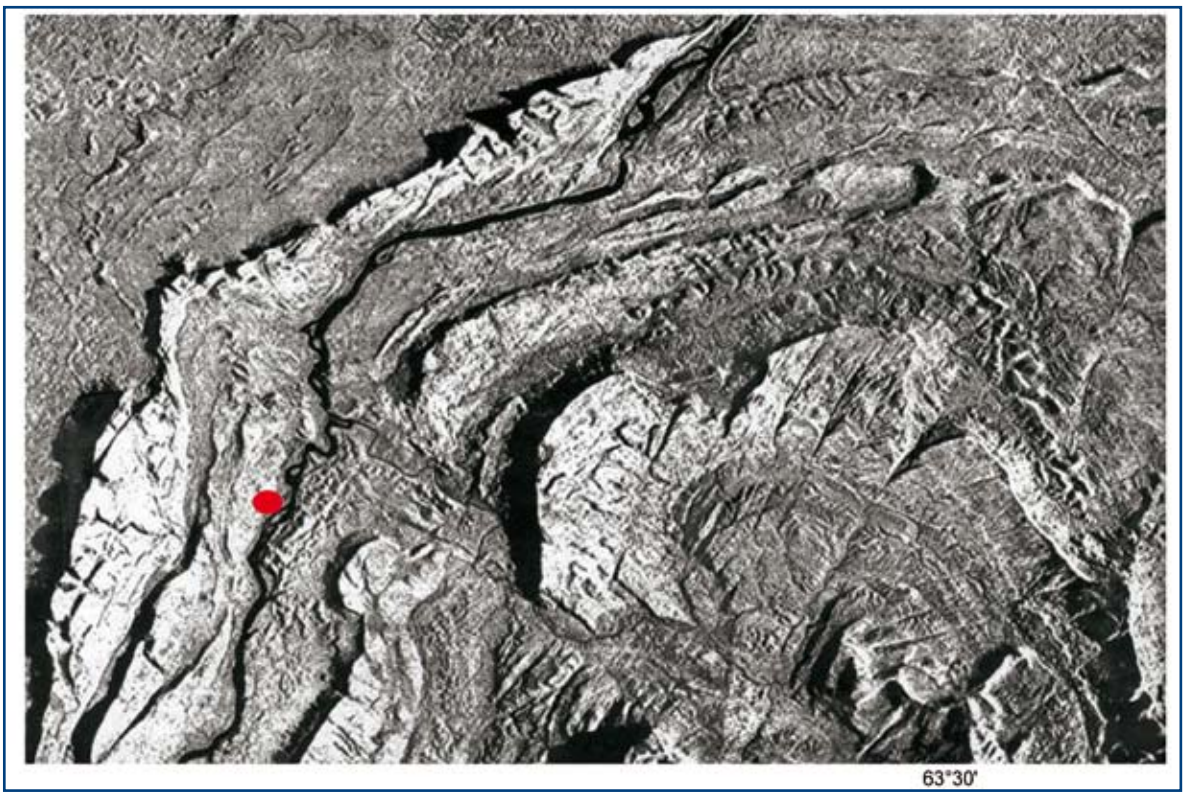


FIGURA No. 138 Hoja de radar NB20-6 (escala 1:250.000) mostrando cizalla en la dirección N 20º-25º E, Salto Auraima, en el Río Paragua, el círculo relleno indica la localización de la mina Manaima, que muestra mineralización epitermal de alta sulfidización en areniscas ortocuarcíticas de Roraima *(Tomado de Mendoza, 2000)*

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS/ LITODÉMICAS	AMBIENTES TECTÓNICOS	EDADES Ma	ASOCIACIÓN LITOLÓGICA	INTERPRETACIÓN
Asociación Teles Pire	Cratónica	1.793-1.767	Granitos Rapakivis	Rift Continental, Pluma Mantelar
Diabasa Crepori	Cratónica	1.789-1.771	Tholeiitas Continentales	Rift Continental, Pluma Mantelar
Grupo Palmares	Cratónica	1.780-1.770	Areniscas y Arcosas	Rift Continental, Fluvio-Continental
Supergrupo Uatumá				
Asociación Maloquinha	Cratónica	1.877-1864	Granitos Tipo A	"Underplating"
Grupo Iriri	Cratónica	1.874-1.870	Riodacitas, Dacitas, Andacitas	"Underplating"
Grupo Post-Orogénico				
Asociación Parauari	Cratónica	1.885-1.877	Monzogranitos, Sienogranito, Gabro, Anortosita	Arco Continental
Orogenia Tropas		1.907-1.882	Tonalitas, Granodioritas	Arco de Islas
Creporizao orogénico		1.980-1.957	Monzogranito, Andesita	Arco Continental
Cuiu-Cuiu Orogenia		2.040-1.998	Tonalitas y Basaltos	Arco de Islas
Grupo Jacareacanga		2.020-2.000	Turbiditas, Cherts, BIF	Trench, Cuenca detrás de Arco
Grupo Tapuru		> 2.020	Basaltos Oceánicos	Cuenca oceánica

TABLA No. 17 Resumen de asociaciones del Dominio Tapajós, Brasil, en orden cronológico *(Tomado de Juliani y otros, 2008)*

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 No. 138)** 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 Supergrupo Roraima.

Manaima es un depósito epitermal 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.

Este tipo de depósito epitermal aurífero es de edad post-Roraima y, posiblemente, está relacionado a la Orogenia Nickeriana, de edad de 1.2 Ga o más joven aún.

Cerca del tepuy Yapacana, en el Estado Amazonas, se localizan 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 se originan mayormente encima de zonas de subducción, arcos volcano-plutónicos y márgenes continentales activas.

Al final de la orogénesis Nickeriana o Grenvilliana, se producen por colisión 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 graníticos aplíticos subvolcánicos y pegmatíticos 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 1987),** en particular cerca de Kakuri en el Río Ventuari Medio. Casiterita ha sido observada en concentrados de batea en el Río Alto Paragua, cerca al límite de Venezuela con Brasil **(Sidder, 1995)** y algunas concentraciones menores en volcánicas félsicas, tipo Volcánicas de Caicara.

En Brasil, **Montalvao y otros (1975)** reportaron casiterita, derivada de biotita, en granitos tipo Asociación Cuchivero, en inmediato contacto con las volcánicas de Surumú.

También en Brasil, granitos alaskíticos, 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, 1988).**

ELEMENTO	MÁXIMOS %	MÍNIMOS %
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

TABLA No. 18 Rangos de composición química de las lateritas de la carbonatita de Cerro Impacto *(Tomado de Bellizzia y Pimentel, 1981)*

Carbonatitas de Cerro Impacto y Seis Lagos

Elevadas anomalías aéreas radimétricas y magnéticas de trabajos contratados por Codesur en el año 1970, permitieron identificarlas sobre el Cerro Campana, cuerpo alargado, de forma elipsoidal, dentro de una gran estructura circular, tipo impacto meteórico, en el límite del municipio Cedeño con el Estado Amazonas, como una carbonatita que fue nombrada desde entonces Cerro Impacto.

Esta carbonatita se emplazó en la intersección de dos grandes zonas de falla: la de Gurí N 70º E con N 20º W de la de Cabruta **(Figura No. 139),** 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 No. 17),** en una extensión de unos 3 km de largo por 1 km de ancho.

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

Sidder (1995), 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 Ma ± 82 Ma **(Nixon y otros, 1992),** concluyó que la edad de la Carbonatita de Cerro Impacto debería estar entre 1.800 Ma y 1.650 Ma.

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, asociadas a grandes plumas de calor, seguidas de las carbonatitas relacionadas con el evento mundial de la orogénesis Grenville (1.200 Ma - 900 Ma) y, finalmente al Proterozoico Medio Hudsoniano (1.800 Ma - 1.600 Ma), y sólo la carbonatita de Lac Shortt NO Abitibi, Canadá, alcanza a ser Arqueozoico (2.692 Ma ± 5 Ma).

En la Sierra de Tepequem, Norte del Cratón Amazónico, **Dreher y otros (2008)** reportan el Lamprófiro de la Sierra de Cupim, que corta diques de diabasas de la Asociación de Avanavero. La edad de estos lamprófiros es por Pb-evaporación de 1.766 Ma ± 6 Ma, y la edad de los diques de Avanavero es de 1.782 Ma ±3 Ma. Son ambos expresiones de una pluma de calor que comenzaba a disruptar el Supercontinente Columbia(?) La respuesta es muy probablemente afirmativa, pero falta mucha información y análisis para llegar a ella.

MUESTRA	1	2
SiO_2	36,41	28,62
Al_2O_3	2,48	1,53
Fe_2O_3	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_2O_5	0,42	0,764
TiO_2	0,38	0,59
MnO	0,18	0,19
BaO	0,06	0,142
Cr_2O_3	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 No. 19 Composición química, elementos mayores de dos muestras de kimberlitas de Guaniamo *(Cortesía de Guaniamo Company Co. Abril, 2000)*

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, recizalladas y ampliadas durante y después de la Orogénesis Nickeriana, durante la disrupción de Rodinia y hasta, quizás, después de las orogénesis Brasiliano-Pan Africana a Herciniana, de edad Mesozoico, como la afirmó **Mendoza y otros (1977),** coincidiendo con la edad Mesozoica para la Carbonatita de Seis Lagos **(González y otros, 2000).**

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.

Esta carbonatita de Seis Lagos presenta más de 200 m de espesor de lateritas con tres pipas intrusivas altamente mineralizadas por niobio (es la mayor concentración mundial conocida de niobio), con reservas o recursos identificados por 2.898 millones de t con 2.81 % de Nb_2O_5.

El pirocloro fue erosionado y destruido y los minerales de niobio fueron cambiados a rutilo y brookita. Así, pues, 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 cercana a los 710 Ma, o puede ser posterior a ella, es decir Mesozoica. A una conclusión similar llegaron **Dardenne y Schobbenjaus (2000).**

El autor se inclina por la conclusión de que las kimberlitas de Guaniamo y las Carbonatitas de Cerro Impacto, ambas están relacionadas con una pluma de calor, al inicio o disrupción de Rodinia hacia 750 Ma - 700 Ma, y ambas indican y se emplazaron en o cerca de una paleozona de subducción/evolucionada posteriormente a sutura que corresponde con la extensión Oeste de la megafalla de Gurí, o Falla Puente Palo, de dirección NE, cercana a su intersección con la Falla de Cabruta, paralela a otra gran sutura o Frente Tectónico del Caura, de dirección N-NW.

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 Gurí durante la formación del Atlántico, o sea, como la mayoría de las carbonatitas mundiales, como las

carbonatitas del Cretácico Medio a Tardío, consecuencia de una gran pluma de calor, en Anitapólis, Araxá y Jacupiranga, con importantes depósitos de apatito del S-SE de Brasil, de 70 Ma - 80 Ma, de las carbonatitas, ricas en apatito, niobio, titanio, níquel, barita, uranio, fluorita, REEs, y kimberlitas diamantíferas de Alto Paranaiba, como lo propusieron **Mendoza y otros (1977).**

PAÍSES	MINAS	METAL (000T)	(000T)	DIAMANTE (000T) USP/ct	VALOR (USP/ct 000)
Botswana	Jwareng	9.266	12.688	90.000	1.141.920
	Orapa	8.389	6.300	56.000	346.500
	Lethakare	3.419	785.000	110.000	86.350
	Twapong	119.000	25.000	75.000	1.875
	TOTAL	**140.074**	**828.988**	**331.000**	**1.576.645**
Rusia	Udaclinaya	8.000	10.200.000	96.000	969.000.000
	Jublise	7.000	4.200.000	60.000	252.000.000
	Otras	1.000	700.000	90.000	63.000.000
	TOTAL	**16.000**	**15.400.000**	**246.000**	**1.284.000.000**
South África	Weretta	3.326	4.495	90.000	404.550
	Namaqualand	6.069	768.000	180.000	138.240
	Fliasch	3.969	2.165	55.000	119.075
	Premier	3.058	1.392	80.000	111.360
	Kimberley	4.170	683.000	120.000	81.960
	Marsriotelir	116.000	532.000	150.000	79.800
	Baker	4.750	180.000	220.000	39.500
	Alexco	1.200	10.000	260.000	33.800
	Kortieforteln	2.302	158.000	160.000	25.280
	Bellsbank-Ardo	240.000	36.000	220.000	7.920
	Killpspringer	50.000	35.000	120.000	4.200
	Benco	60.000	25.000	140.000	3.500
	Otras	300.000	50.000	175.000	8.750
	TOTAL	**794.844**	**2.485.052**	**1.970.000**	**957.935**
Angola	Artisans	Various	1.200	248.000	298.000
	UNITA	Various	2.500	102.000	255.000
	Carloca	1.700	1.020	68.000	69.360
	Lizamba	500.000	100.000	190.000	19.000
	Lio	375.000	75.000	200.000	45.000
	Pequeñas Millas	900.000	200.000	180.000	36.000
	TOTAL	**1.776.700**	**379.720**	**988.000**	**722.360**
DR Congo	Artesanos	Various	14.862	40.000	592.800
	Mibinyl-Mau	5.000	6.600.000	10.000	65.800
	TOTAL	**5.000**	**6.614.862**	**50.000**	**658.600**
Australia	Argyre	17.000	40.900	10.000	398.000
	Merlin	55.000	20.000	80.000	1.600
	TOTAL	**72.000**	**60.900**	**90.000**	**399.600**
Namibia	Namdeb	25.862	705.000	325.000	229.125
	Olis Hore/ De Beers	2.000	497.000	220.000	109.340
	Marline/ Namdeb	1.050	73.000	325.000	23.725
	Contrators ODMI	90.000	57.000	150.000	8.550
	Namco	150.000	128.000	145.000	18.560
	TOTAL	**268.912**	**1.460.000**	**1.165.000**	**389.300**

TABLA No. 20 Principales minas productoras de diamante en el mundo *(Tomado de Ming. Tour. Abril, 1996)*

Diamantes

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

1. En Dachine, Guayana Francesa, en rocas comatiíticas del CRV Inini de la Provincia Paramaka del Transamazónico que contiene microdiamantes de poco valor.

2. 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 Fríjoles y otras localidades), atribuidos a estar contenidos originalmente en los conglomerados basales del Grupo Roraima **(Reid, 1974)** por la erosión de kimberlitas diamantíferas de edad pre-Roraima, localizadas al S-SE, Brasil y Ghana, África.

Sin embargo, hasta la fecha 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 de la Asociación Cuchivero, Complejo granítico TTG de Supamo-CRV y otras, de gran espesor con alto gradiente geotérmico, que al ser fracturadas 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 Ma - 80 Ma, asociadas o no a carbonatitas (Briceño encontró cerca a Aripichi un canto de carbonatita, cuya fuente primaria no pudo localizar. **Comunicación personal, 1991).**

En conclusión de este punto, para el autor, los diamantes de Icabarú, al menos, se derivan de kimberlitas intrusivas en el Grupo Roraima, de posible edad Mesozoico y fueron parcial a intensamente erosionadas.

3. En kimberlitas diamantíferas de Quebrada Grande, Guaniamo a la que nos referiremos en algún detalle más abajo y Carún, en el Río Paragua, representan otras kimberlitas intrusivas en rocas de la Asociación Cuchivero.

Anualmente, a nivel mundial, se producen cerca de 110 Mc (millones de quilates) de diamantes **(Tabla No. 19),** de los cuales Australia (40%), Zaire (15%) y Bostwana (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, 2001; 2005).**

En los primeros años (1972-1975) 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 1968, se han extraído más de 25 Mc **(Dardenne y Schobbenjaus, 2000).**

Sin embargo, Venezuela, que ocupaba en la década de los años 1980 el puesto 16 en producción mundial de diamantes, para este momento ya no es considerada como tal.

De hecho el Mibam no registró el año 2005 producción alguna de diamantes, aunque Icabarú, Paúl, Los Frijoles y Quebrada Grande, entre otras zonas mineras, siguen siendo centros de producción, y los diamantes extraídos de allí y de otras zonas de Guayana, los sacan fuera del país, sin declarar producción ni pagar impuestos a través de diversas rutas fronterizas terrestres, fluviales y aéreas. Huelgan los obvios comentarios y conclusiones en este punto.

En Quebrada Grande, pequeños mineros exploradores de Caicara del Orinoco, descubrieron en el año 1968 los primeros diamantes aluvionales, y en el año 1982, por la acción de los monitores hidráulicos, también 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, <20º Norte, con rumbo NW (siguiendo el "trend" Cuchivero, de posible edad post-Nickeriana), que representan 8 o más cuerpos intrusivos kimberlíticos en rocas graníticas y granodioríticas. Las kimberlitas de Guaniamo forman un sistema de capas estratificadas, emplazadas en forma de "sills" y diques, con bajos buzamientos (5º-20º Norte).

Estos "sills" de kimberlitas 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 o "sills" varía de 0.1 m a 3.7 m con un promedio de 1.2 m. Todas estas capas o mantos kimberlíticos 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 100 a 120 $/c.

La provincia es probablemente mucho más amplia, ya que varios kilómetros al Norte, se localizaron aluviones diamantíferos (Los Cocos), con las mismas características 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 rocas del tipo Volcánicas de Caicara donde se localiza la Falla Puente Palo o Sutura Gurí, posible fractura mayor de emplazamiento de magmas kimberlíticos.

Esta Falla de Puente Palo se extiende al NE y coincide con la prolongación de la Falla de Gurí. **La Tabla No. 20** resume la evolución geológica y estructural de la Región de Guaniamo **(Channer y otros, 2001).**

Las kimberlitas cortan todas las rocas del área, inclusive lamprófiros con una edad aproximada de 850 Ma **(Nixon y otros, 1992).** Edades Rb-Sr en flogopitas de una kimberlita lixiviada arrojó 1.732 Ma ± 82 Ma **(Nixon y otros, 1992)** incompatible con lo observado en campo de que no podía ser más antigua que el lamprófiro que estaba atravesando.

Más recientes determinaciones Rb-Sr en flogopitas de kimberlitas algo más frescas, arrojan una edad más joven que la de los lamprófiros de 711 Ma ± 27 Ma **(Channer y otros, 1997).**

Texturalmente en Guaniamo se observan cuatro tipos de kimberlitas:

Edad Ma.	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 magmático 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.

TABLA No. 21 Evolución geológica de Guaniamo *(Modificada del trabajo de Channer y otros, 2001)*

- Porfiríticas de grano fino-medio con fenocristales
- Porfiríticas de grano grueso con fenocristales
- De grano grueso con olivino, en forma de cúmulos
- Brechoides, ricas en xenocristales y xenolitos de la roca caja.

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 titanífero-potásica.

Químicamente, las kimberlitas de Guaniamo contienen baja sílice (<37%), muy baja alúmina (<5.2%), muy alto contenido de MgO, y Na_2O (0.05%) y la relación K_2O/Na_2O puede estar entre 2.5 a algo más de 3 **(Tabla No. 18).**

Por su abundancia en mica, podría pensarse que son kimberlitas micáceas. En un diagrama TiO_2 versus K_2O caen en el lado de bajo TiO_2, grupo 1A y de kimberlitas, lejos de las lamproitas, pero en el diagrama Al_2O_3 versus TiO_2 caen en los campos de las kimberlitas y algunas kimberlitas de Los Indios en el campo de lamproitas **(Channer, 2002).**

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 Gurí o Puente Palo, así llamada localmente).

En escala regional, Guaniamo, se estima como una corteza espesa (<46 km sobre el Moho, según **Schmitz y otros, 2002)**, que buza del NE hacia el SSW en una zona mayor de "rift", en la intersección de fallas NE y NW, principalmente.

La provincia Cuchivero, que es intrusionada por las kimberlitas de Guaniamo, yace sobre agotado y superagotado manto muy superior, poco profundo (100 km - 150 km) que fue hundido y levantado, por procesos de subducción del Proterozoico **(Schuleze y otros, 2005),** varias veces.

Estos eventos de subducción del Proterozoico incorporaron litosfera oceánica menos agotada debajo de la sección del Arqueozoico, la cual aún permanece allí, y es la fuente de los abundantes diamantes eclogíticos de Guaniamo que tienen evidencias geoquímicas de corteza oceánica.

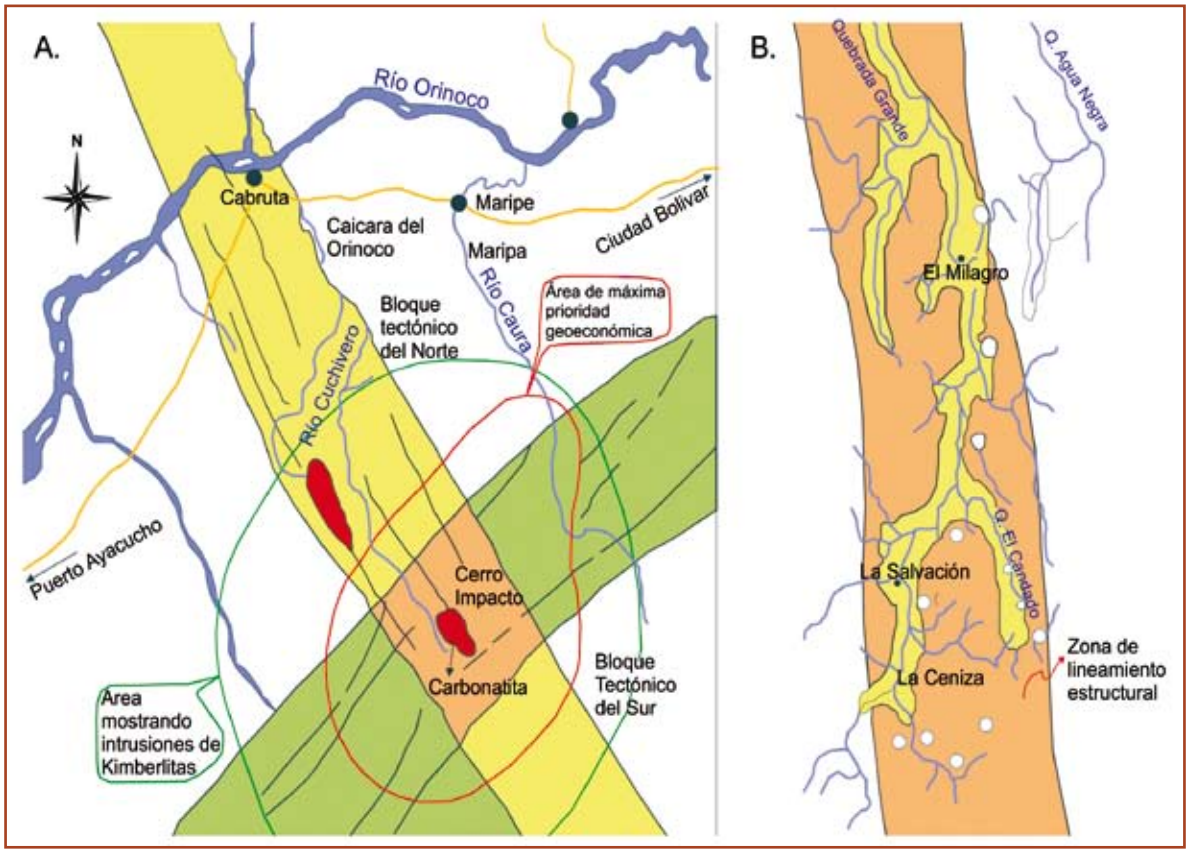


FIGURA No. 139 ***A.*** Megaestructuras que controlaron el emplazamiento de carbonatitas y kimberlitas de la provincia geológica Cuchivero. ***B.*** Principales localizaciones de kimberlitas diamantíferas en Quebrada Grande, Guaniamo *(Tomado de Rodríguez, 1992)*

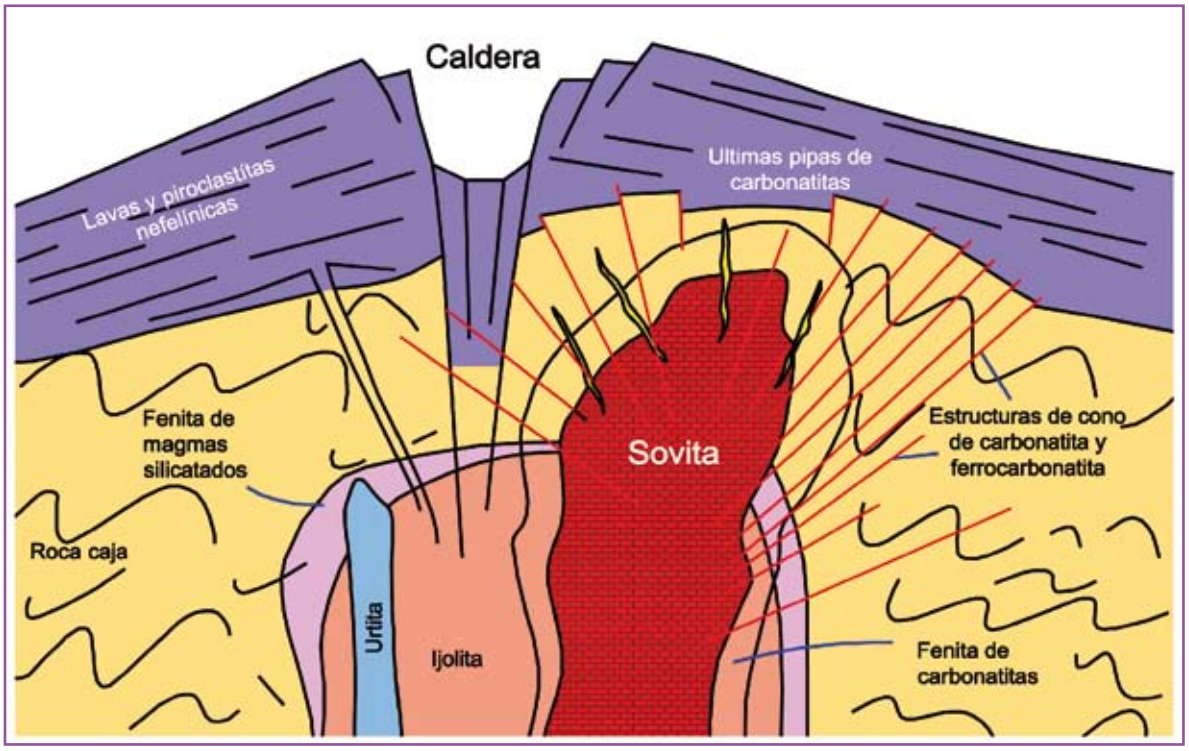


FIGURA No. 140 Sección idealizada de una carbonatita de Sur África, la carbonatita está rodeada por una aureola de alteración tipo fenitización, en la superficie una caldera o pipa colapsada de lavas y piroclásticas calcáreas, el complejo intrusivo carbonatítico se compone de una "facies" más antigua de Ijolita, cortada por "facies" más jóvenes de sovita y urtita *(Tomado de Winter, 2001)*

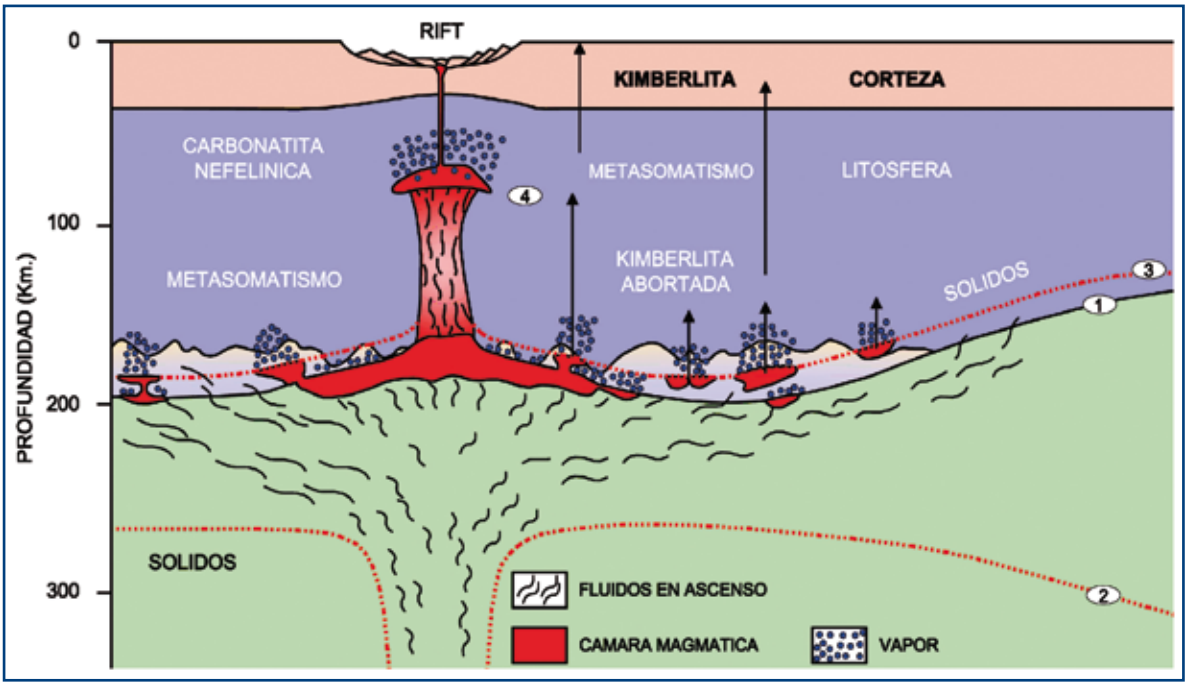


FIGURA No. 141 Sección esquemática corteza-litósfera-astenósfera con el ascenso de una pluma de calor y relacionada a la misma la formación de rift continental, la generación y emplazamiento de kimberlitas y carbonatitas, de 200 o mas Km de profundidad desde la superficie *(Tomado de Winter, 2005)*

A pesar de que las inclusiones granatíferas de esos diamantes son bajas en Ca y altas en Cr, es decir que son granates cromíferos, y de los 806 granates analizados **(Schulze y otros, 2005)** un 38% se derivan de harzburgitas, 59% de lherzolitas (diques kimberlíticos de La Ceniza) y sólo 2.6% de eclogitas; ellos se derivan del manto superior agotado, a poca profundidad en el campo de estabilidad del grafito, y los pocos diamantes peridotíticos reportados en Guaniamo son meta-establemente preservados en el manto poco profundo o fueron llevados por las pocas kimberlitas que atravesaron manto agotado más profundo en el campo de estabilidad del diamante (a 135 km - 150 km de profundidad).

El análisis de tres diópsidos cromíferos sirvieron para calcular las condiciones de equilibrio de derivación de las kimberlitas: 890º C - 1.040º C y 38 Kbar-45 kbar, muy cercano al límite de transición diamante → grafito, a 140 km de profundidad y 1.000º C de temperatura, para un gradiente conductivo o flujo de calor de aproximadamente 40 mW/m^2, de la parte occidental del Escudo de Guayana, en el tiempo de erupción de las kimberlitas de Guaniamo hace unos 712 Ma. Este valor de flujo de calor es típico de kimberlitas emplazadas en áreas cratónicas de edad Arqueozoico (por ejemplo Complejo de Imataca).

Con base en esto último, es decir, granates cromíferos con bajo calcio en kimberlitas intrusivas en cratones arqueozoicos, se concluye, que al ser las kimberlitas de Guaniamo intrusivas en rocas de Cuchivero de edad 1.860 Ma – 1.880 Ma del Proterozoico, debajo de Cuchivero, y de conformidad con el gran espesor de corteza continental, prospectadas sísmicamente (>46 km) deben localizarse rocas TTG del tipo Complejo de Supamo, que a su vez, intrusionaron rocas de edad Arqueozoico y las únicas, conocidas hasta ahora en el Escudo de Guayana del Arqueozoico, son gneises granulíticos del Complejo de Imataca.

Esto está conforme con el modelo I de **Mendoza (1975; 2000)** de derivación de los granitos rapakivis del Parguaza, por una mezcla de material basáltico del manto superior con granulitas y charnockitas del Complejo de Imataca, en la base de la corteza continental en esta parte Oeste del Escudo de Guayana. Por cierto que los GRP no distan más de 70 km al Oeste de Guaniamo, pero muy pocos km para el Granito de Guaniamito, facies del GRP.

Moser (1996) determinó una edad U/Pb de 1.864 Ma ± 4 Ma en 10 fragmentos de titanita de xenolitos costrales de Cuchivero en las kimberlitas de Guaniamo. Esta edad se considera más precisa que las anteriores determinadas por Rb/Sr en rocas de Cuchivero, que rara vez se presentan no alteradas.

Conforme con **Schulze y otros (2005),** la historia evolutiva de la formación de los diamantes eclogíticos de Guaniamo es como sigue:

- Los diamantes se formaron en el Arqueozoico, en el campo de estabilidad del diamante a más de 150 km de profundidad, en un manto agotado de composición predominante harzburgita con granates cromíferos, tipo piropo de bajo contenido de calcio.

- En la base de la corteza, en ese tiempo se localizaba el Complejo metamórfico de Imataca, el cual fue luego, durante la orogénesis Transamazónica, o antes, fuertemente afectado, levantado y parcialmente erosionado.

- Entre 2.1 Ga a 1.87 Ga, una serie de arcos de islas de la Provincia Tapajós-Parima se formaron en la parte Oeste del cratón Imataca.

- Hacia 1.9 Ga, colisión de arcos de islas con el Complejo metamórfico de Imataca, pudo por cizallamiento inverso ("thrusting") haber montado a Imataca sobre litosfera oceánica o corteza oceánica.

- La provincia magmática post-colisión de Cuchivero fue el resultado final de procesos de subducción poco profunda, durante la acreción de arcos de Tapajós- Parima.

- Este magmatismo, probablemente, refundió y rehomogenizó la zona de colisión entre los arcos de Tapajós-Parima y el Complejo metamórfico de Imataca, equivalente al Este con el Frente Tectónico Caura (arco Chuchivero versus Imataca), ya que no quedaron restos de ello en la superficie actual de Guaniamo.

- Subducción poco profunda de Tapajós-Parima pudo haber subfallado ("underthrust") una gran sección del manto de edad Arqueozoico, originando un ascenso inclinado o en rampa de un fragmento del Arqueozoico, sobre la corteza oceánica en descenso por subducción.

- Esto ocasionó un mayor levantamiento de Imataca y de los diamantes contenidos en el manto arqueozoico hasta niveles metaestables o inestables, menos profundo del campo del grafito, transformándose la gran mayoría de los diamantes peridotíticos en grafito.

- Corteza oceánica litosférica del Proterozoico se emplazó y permaneció debajo del paquete (Imataca + manto arqueozoico) levantado y se intercaló con remanentes del manto agotado arqueozoico por debajo de los 135 km de profundidad, siendo esa la fuente de los actuales diamantes eclogíticos de Guaniamo, que presentan características geoquímicas e isótopos de carbón y oxígeno, indicativos de formación a partir de material oceánico subductado al manto superior.

- Edad Ar-Ar de una inclusión de clinopiroxeno eclogítico de un diamante de Guaniamo es consistente con un evento de subducción en el Proterozoico.

- Los pocos diamantes peridotíticos de Guaniamo, representan equilibrio metaestable a unos 120 km de profundidad o que se derivan de kimberlitas más profundas de los 150 km.

- Procesos de colisión continuaron en el borde occidental del Escudo durante el Meso y Neoproterozoico, en la provincia Río Negro, con proceso de acreción entre 1.85 a 1.56 Ma.

- Magmatismo intraplaca continental máfico tholeiítico de la denominada Asociación Avanavero (AA) a través de todo el escudo de Guayana, ocurrió entre 1.785 Ma y 1.780 Ma en Brasil, y aun más joven, hacia 1.600 Ma - 1.700 Ma en el Escudo de Guayana desde Venezuela a Suriname.

- "Rifting" continental continuó durante el Mesoproterozoico, magmas similares de la AA asociados a una pluma de calor se emplazaron en la base de la corteza y mezclaron con granulitas y charnockitas de Imataca, y de ese magma híbrido, por sucesiva diferenciación fraccionada, cristalizaron los granitos rapakivis tipo Parguaza, dejando un residuo piroxénico hacia la base de la corteza.

- Granitos postcolisión o intraplacas continuaron en Guaniamo hasta 1.4 Ga, como el Granito de Guaniamito.

- Finalmente la supercolisión Grenville (o evento Sunsas u Orinoquense) de 1.3 Ga a 1.0 Ga del Norte del Cratón Amazónico con Laurentia-Báltica, etc., originó fallamiento joven NS, re-activación de cizallamiento NE (seudotakilitas de Gurí) y reactivación de los relojes radimétricos.

- Rocas sieníticas y máficas alcalinas se emplazaron, entonces, en Guaniamo y son correlativas de la Asociación Cachoeira Seca y posiblemente del Complejo alcalino La Churuata-Parima **(Grande, 2007).**

El Supercontinente Atlántica-Caura se soldó por el cierre oceánico Pastora-Botanamo-Mazzaruni, etc., entre 2.100 Ma -2.000 Ma. Luego se disruptó hacia 1.6 Ga por una nueva gran pluma de calor y, a través de los nuevos "rifts", se emplazó la asociación completa o no AMCG del cual nuestro granito rapakivi de El Parguaza, sus "facies" y equivalentes son buenos representantes.

Nuevo y gran choque de continentes hacia 1.3 Ga - 1.1 Ga, originó nuevas granulitas, anortositas, charnockitas, etc., del tipo Orogenia Grenville, dando lugar al Supercontinente Rodinia hacia 1.1 Ga - 1.0 Ga. Rodinia comenzó su disrupción hacia 0.75 Ga y, a través de los nuevos "rifts" sobre una zona de subducción, se emplazaron las kimberlitas eclogíticas diamantíferas de Guaniamo, entre 0.75 Ga - 0.7 Ga.

Corteza oceánica parece ser la fuente más probable de las capas eclogíticas formadas hacia la base de litosfera debajo de Guaniamo, a 1.200º C y 55 Kbs - 60 Kbs de presión (150 km de profundidad), lo cual se induce por la presencia de coesita como inclusión de algunas kimberlitas y diamantes llevados por ellas.

Estudios catodoluminiscenses de secciones pulidas de diamantes de Guaniamo, sugieren 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 las eclogitas se formaron de 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.

Conforme con estos estudios y de las inclusiones de granates y de sus composiciones, se concluye que los diamantes de Guaniamo son tipo 90 E (eclogíticos), 10% P (peridotítico) y pueden llegar hasta 99 E.

Este tipo de depósitos kimberlíticos se caracteriza por presentar altos a muy altos contenidos o tenores, pero con abundancia de gemas de valores moderados y altos contenidos de diamantes, no gemas, pero útiles para fines industriales.

Entre sus paragénesis se distinguen: eclogitas biminerálicas, eclogitas con rutilo, eclogitas con magnetita-ilmenita, eclogitas con corindón, eclogitas con cianita, eclogitas con coesita, eclogitas con coesita-sanidino, que ocurren a 1.200º C y 55 Kbs-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 encontrados 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 Schobbenjaus, 2000).**

El tenor promedio es 150 caractes/100 t. Guaniamo se debe localizar entre las primeras 10 provincias kimberlíticas diamantíferas más ricas del mundo.

Los diamantes de Guaniamo son primordialmente dodecaédricos, incoloros a ahumados, grises a grises verdosos (10%-20%), de luminiscencia azul, 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 1.200º C - 1.300º C hacia la base de la litosfera (150 - 200 km en profundidad).

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.

La pipa kimberlítica de Orapa afloró casi completa **(Figura No. 142 y 143),** y 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, 40 años más tarde, en 32 ct/100 t y aún deberá bajar más a la "facies" final hipoabisal de diques y "sills". ¿Son los diques kimberlíticos de Guaniamo el remanente final, erosional, hipabisal de la gran pipa(s) original(es)?

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 las kimberlitas con diamantes tipo P oscilan entre 0.5 a 650 ct/100 t, y los tipo E varían entre 17 hasta 37.000 ct/100 t en Argyle, Australia.

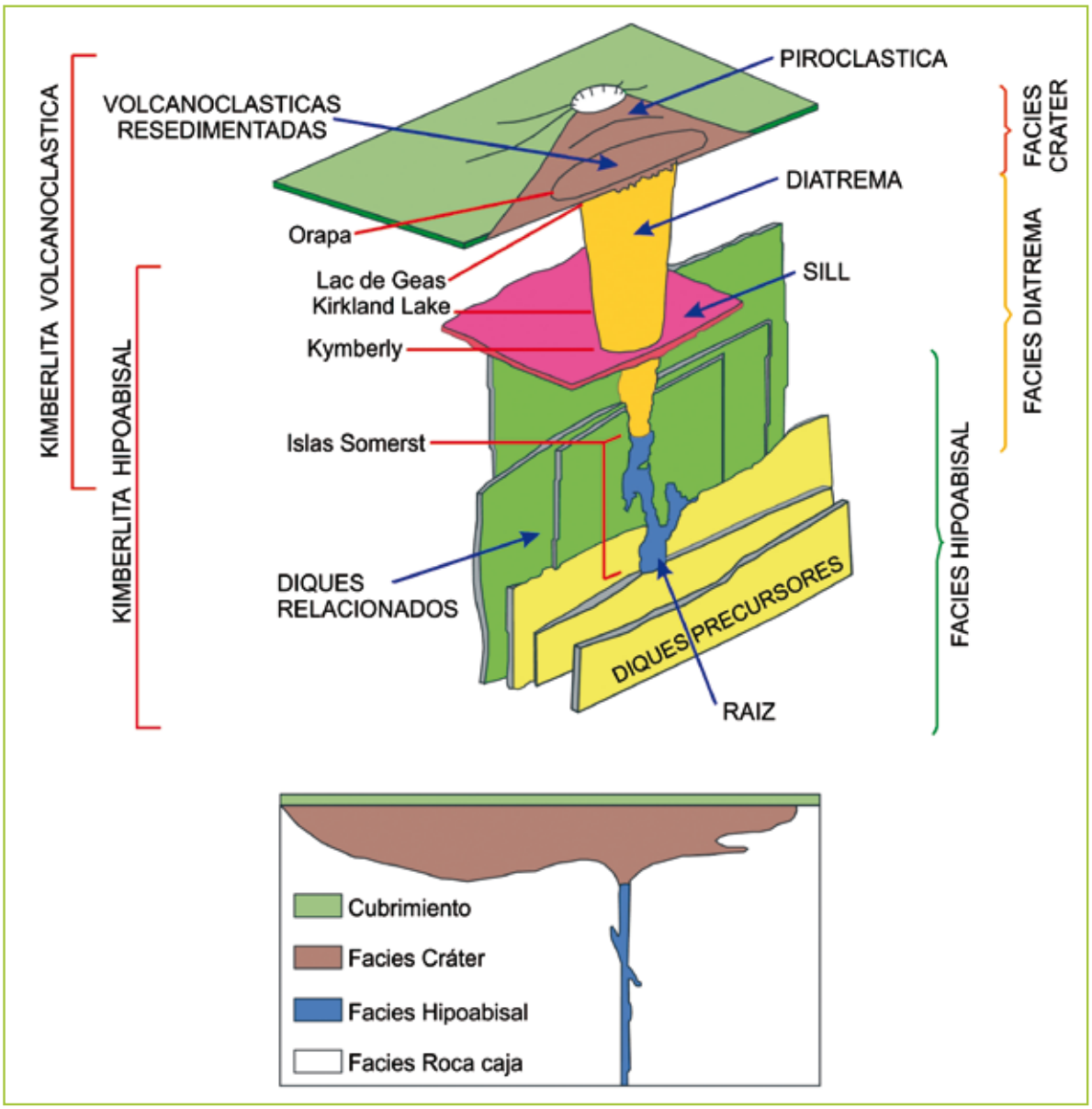


FIGURA No. 142 Modelo generalizado de una pipa kimberlítica con antigua y actual nomenclatura *(Tomado de Michael, 2005)*

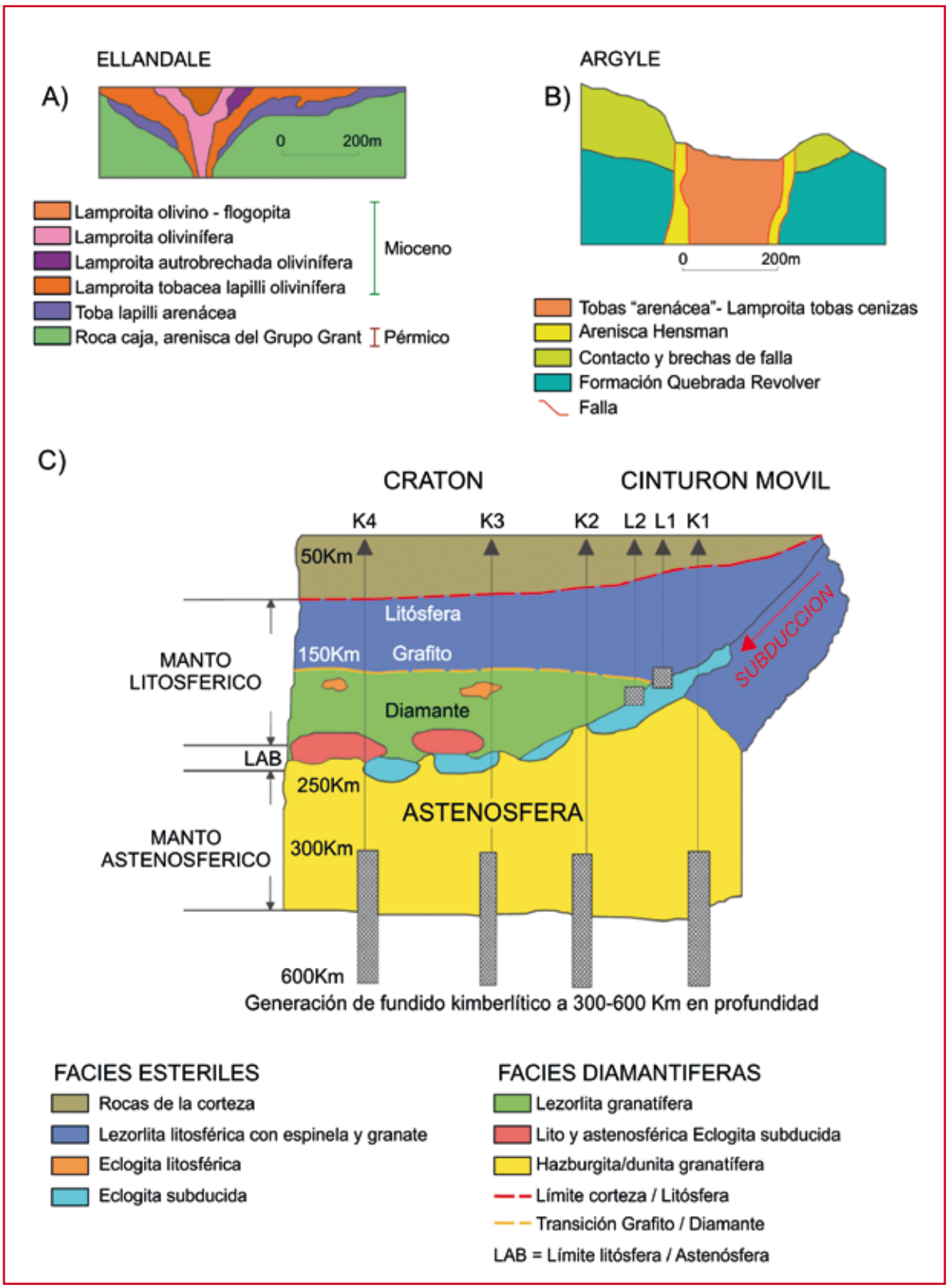


FIGURA No. 143 ***A.*** Sección en forma de copa de champán, tipo Lamproita ***B.*** Dique Lamproita de Argyle ***C.*** Fuentes magmáticas y la relación de tales magmas como vehículos de transporte de diamantes y el ambiente geodinámico de placas tectónicas *(Tomado de Michael, 2003)*

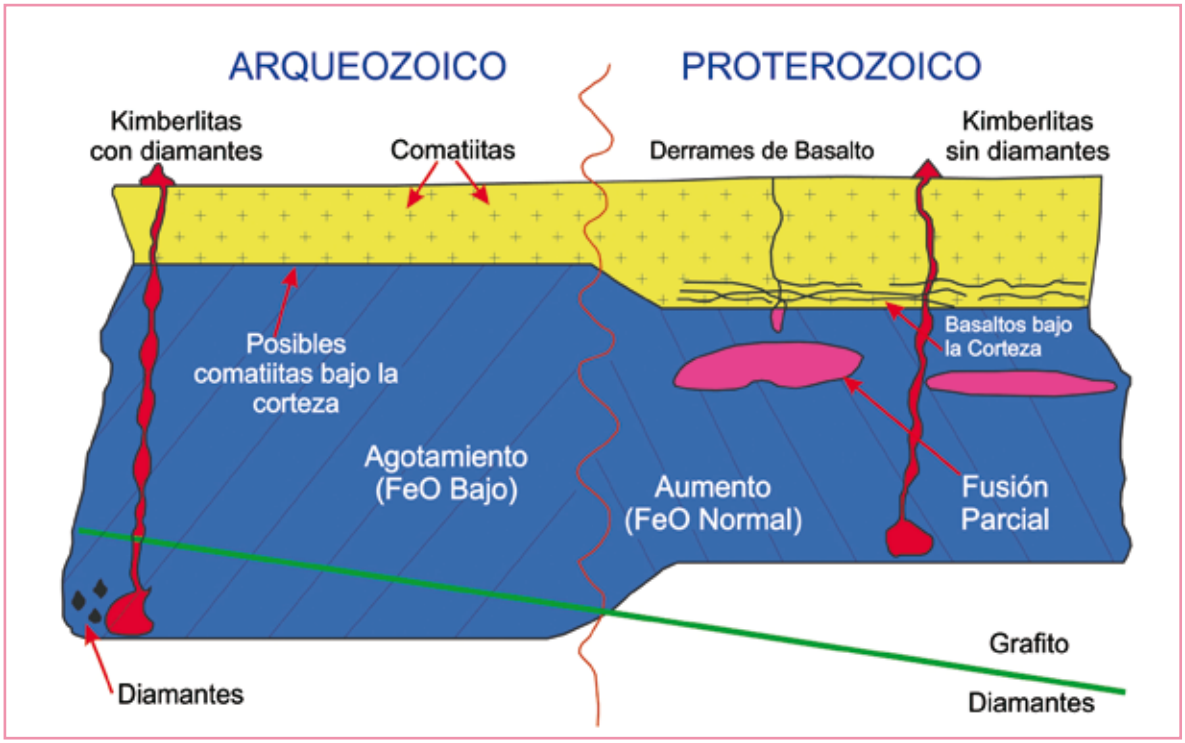


FIGURA No. 144 Modelo de evolución de corteza arqueozoica y proterozoica, mostrando diferencias en propiedades químicas del manto superior *(Tomado de Durrhein y Money, 1991)*

Es muy temprano para concluir sobre el potencial de los diamantes de Guaniamo, pero con base en el conocimiento accesible, se podría pensar que parecen ser llevados por kimberlitas eclogíticas con diamantes 90% E, 10% P, es decir, de altos tenores y calidades modestas - variables.

El autor sugiere desde ya que Carún debe constituir otro centro kimberlítico muy importante, similar a Guaniamo. En Carún se estima que las kimberlitas son intrusivas en rocas volcánicas y plutónicas de la Asociación Cuchivero, en la extensión oriental extrema de la provincia geológica del mismo nombre, geográficamente localizadas en la Cuenca del Río Alto Paragua, mientras que las kimberlitas de Guaniamo son intrusivas en Cuchivero y en granitos/sienitas de edad Granito del Parguaza.

Es posible que aquí sí se llegue a detectar la pipa o pipas kimberlíticas remanentes, cosa que aún no se ha podido encontrar en Guaniamo.

Potenciales Depósitos de Estaño, Columbita-Tantalita 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, 1985),** contienen Sn y fragmentos de columbita-tantalita. 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 stannífera.

Tipos de depósitos minerales de columbita-tantalita (=coltan)

Para la fuente de Nb se tienen, al menos, dos fuentes directas:

a. Los depósitos en carbonatitas, con el mineral pirocloro, como las de Araxa, Brasil (que produce más del 90% de Nb mundial), amén que Brasil tiene el mayor depósito de Nb a nivel mundial (más de 2.500 Mt de menas con 2.5% de Nb) en la carbonatita de Seis Lagos, límite Norte de Brasil con Venezuela, cerca del Cerro Neblina, y en su conjunto Brasil cuenta con más del 95% de las reservas mundiales de Nb, del orden de 4.300.000 t de óxido de Nb.

El Cerro Impacto en Venezuela tiene también un buen potencial para pirocloro como fuente de Nb, pero debe ser evaluado y la logística y costos en esa muy inaccesible zona es muy costosa, y ocurre algo casi similar con lo referido para Seis Lagos.

b. En pegmatitas ricas en columbita-tantalita, (coltan) estaño, etc., como en pegmatitas de África (Congo, Uganda, Ruanda, etc.), Australia, Brasil, Mozambique, Canadá, USA. Venezuela, en la zona del granito rapakivi de El Parguaza hacia Aguamena en el Distrito Cedeño y Cataniapo a pocos km al Sur del aeropuerto de Pto. Ayacucho, contiene potentes pegmatitas, ricas en coltan y, posiblemente, en estaño y litio. En los años 1980, mineros transnacionales recogían de los aluviones cercanos a caño Colorado y Agua Mena coltan en aluviones y eluviones, que se llevaban en avionetas al exterior, teniendo que aterrizar una de esas aeronaves, por emergencia, en el aeropuerto de Caracas, La Carlota, donde se descubrió el fraude que se cometía al estado venezolano, robando y exportando ilegalmente el coltan, por cierto, con muy alto contenido de tantalita.

Las fuentes de Ta son muchísimo más escasas. Las más importantes se localizan en Australia, Brasil y Canadá, cuyas producciones y reservas en toneladas son como sigue:

Australia 435 t/año de producción 40.000 t de reservas totales (80 años)
Brasil 180 t/año de producción 88.000 t de reservas totales (400 años)
Canadá 45 t/año de producción 3.000 t de reservas totales (60 años)
Otros 36 t/año de producción

Las fuentes de productos intermedios como el Coltan, el 80% se localiza en aluviones de la selva tropical del Congo, Uganda y Ruanda, y el resto en Australia, Brasil, Canadá, Mozambique, Namibia, Portugal y ahora, posiblemente, España.

En el Congo la explotación en aluviones del coltan da origen a una deforestación irrecuperable de selva tropical, a la contaminación de los ríos donde lavan los concentrados, al tráfico y comercialización ilegales del mineral, por lo que los mercados internacionales deben tener sumo cuidado con la proveniencia del coltan que se comercializa.

El coltan se localiza en pegmatitas intrusivas en el granito rapakivi de El Parguaza en, al menos, dos localidades:

- Caños Colorado y Agua Mena, a pocos km al Oeste de Los Pijiguaos, muy cercano a la carretera asfaltada Pto. Ayacucho-Pijiguaos-Caicara del Orinoco.

- En caño Cataniapo, a pocos km al Sur de Puerto Ayacucho y muy pocos km del aeropuerto y puerto de Pto. Ayacucho.

El ancho de estas pegmatitas varía desde varios metros a más de 20 metros para un ancho total estimado de unos 30-40 m, con una inclinación variable de 30 a 60 grados, por distancias probables de más de 2 km hasta más de 4 km.

Asumiendo una explotación a cielo abierto de 2 km de largo por 60 m de ancho x 200 m de profundidad, por lo menos, y un grado promedio de coltan 500 g/t de pegmatita, con 80% tantalita-20% columbita, se tendría un potencial estimado de 40 Mt de t para cada depósito, con un contenido del orden de 500 g/t de pegmatita, y para un posible valor de comercialización total de hasta US$ 4.000 millones cada depósito.

Las dos probables minas, y quizá una planta común, generarían un mínimo de 600 empleos directos.

Para explorar cada depósito se requieren de 20.000 a 30.000 metros de perforación a diamante diámetro HQ y recuperación mayor al 95%. Los gastos de logística, exploración de superficie, vías de accesos, uso de helicóptero y análisis químicos certificados por un laboratorio internacional, suponen una inversión original de US$6 a US$10 millones para poder tener certificación de reservas y proceder con el estudio de factibilidad.

La mina y planta podrían iniciar operaciones al año de concluida la factibilidad, y los costos de mina y planta pueden ascender por mina, sin construir poblados de soporte, a US$50 millones y con poblados de soporte a unos US$200 millones.

No se conocen 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% de niobio, 1.8 a 29 % de titanio y 0.5 a 11.1% de zirconio **(Pérez y otros, 1985).**

En el Alto Paragua, **Sidder y otros (1991)** reportaron casiterita en riolitas muy silicificadas de las Volcánicas de Caicara de la Asociación Cuchivero.

La casiterita va acompañada de barita, apatito, pirita cuprífera, en granos diseminados de tobas riolíticas.

Intrusiones graníticas porfiríticas, en rocas de las Volcánicas de Caicara, en la zona de los ríos Cuchivero y Ventuari, tienen moderado potencial de depósitos y vetas de cuarzo con molibdeno, como se observa cerca de Kakurí en el Río Ventuari.

En el NE de Brasil se observa molibdenita diseminada en granitos biotíticos en pequeñas vetas de cuarzo en contactos fallados, entre granitos y rocas volcánicas de Surumú, similar a lo referido en Kakurí del Río Ventuari en el Amazonas Venezolano.

Rocas graníticas y volcánicas riolíticas del "Grupo" Uatumá, como Mapuera y Maloquinha de Brasil, que se correlacionan con rocas de la Asociación Cuchivero, contienen también estaño.

El granito rapakivi de Surucucú fue explotado por la compañía brasilera Valle do Río Doce y presenta un potencial de 20.000 t de Sn **(Schobbenhaus y Dardenne, 2000).**

Sin embargo, la mina y su infraestructura tuvo que ser abandonada en la década de los años 1980´s por la falta de acercamiento social y antropológico de esos mineros con las comunidades indígenas de la zona (Guaicas), que respondieron hostilmente a los invasores mineros.

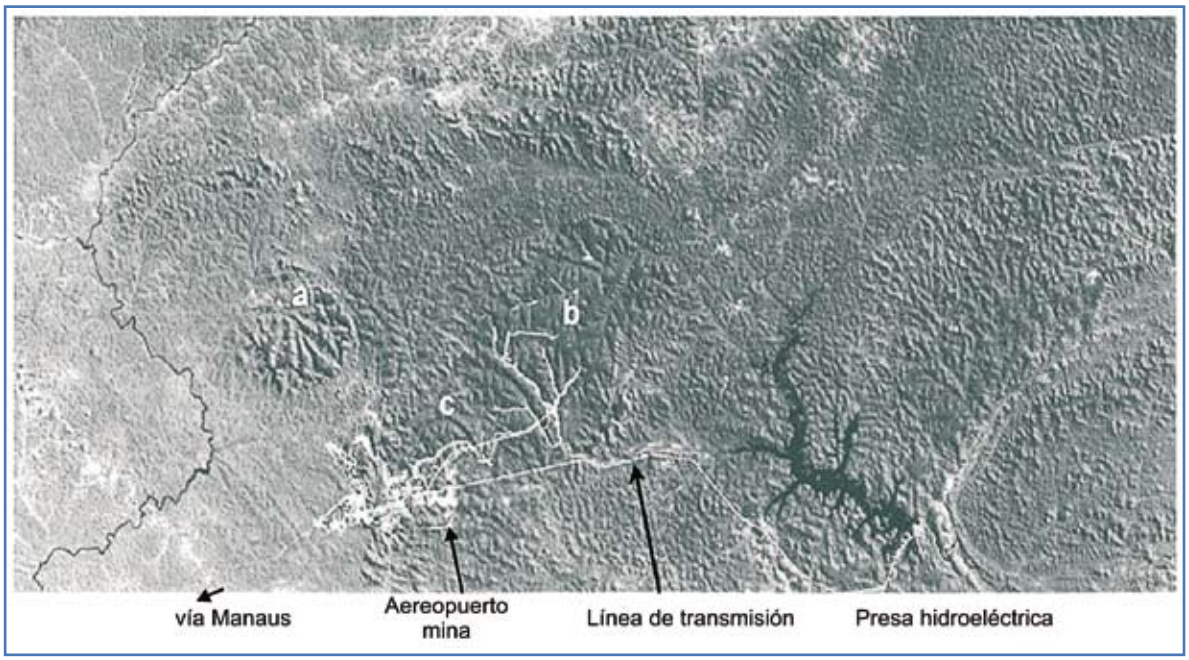


FIGURA No. 145 Hoja de radar (1:250.000), mostrando granito anorogénico formas subredondeadas de los granitos de Europa, Agua Boa y Madeira, del área de la Mina Pitinga, Brasil *(Tomado de Costi y otros, 2007)*

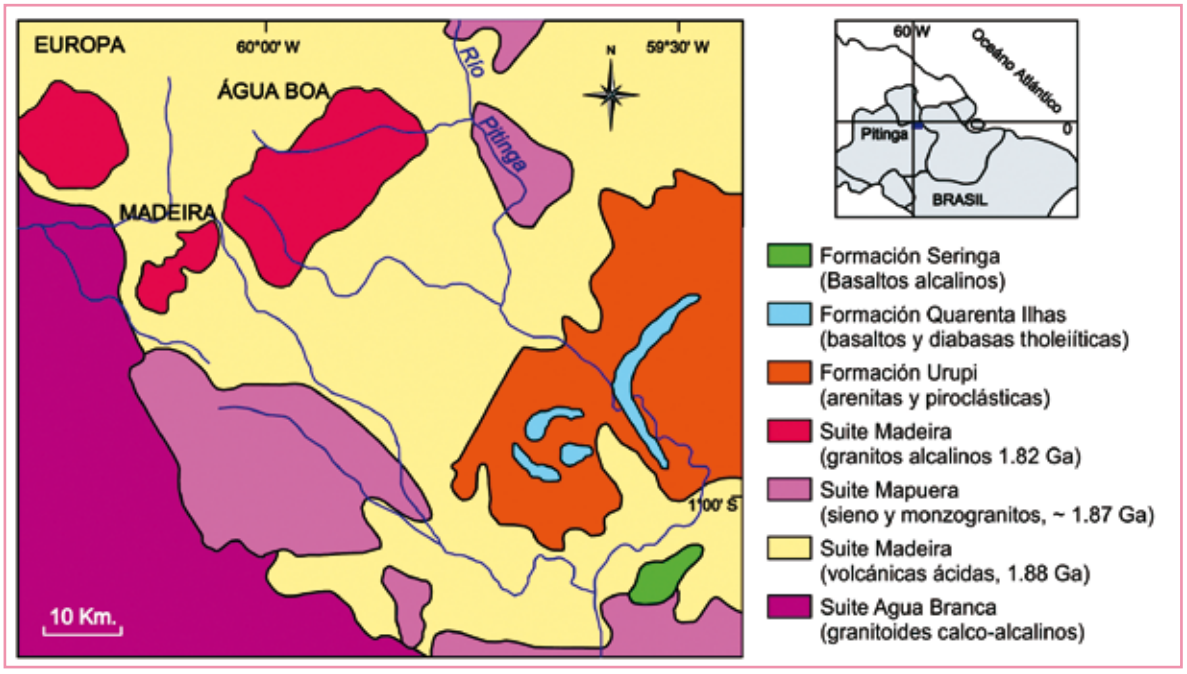


FIGURA No. 146 Mapa geológico esquemático del área de Pitinga *(Tomado de Costi y otros, 2007)*

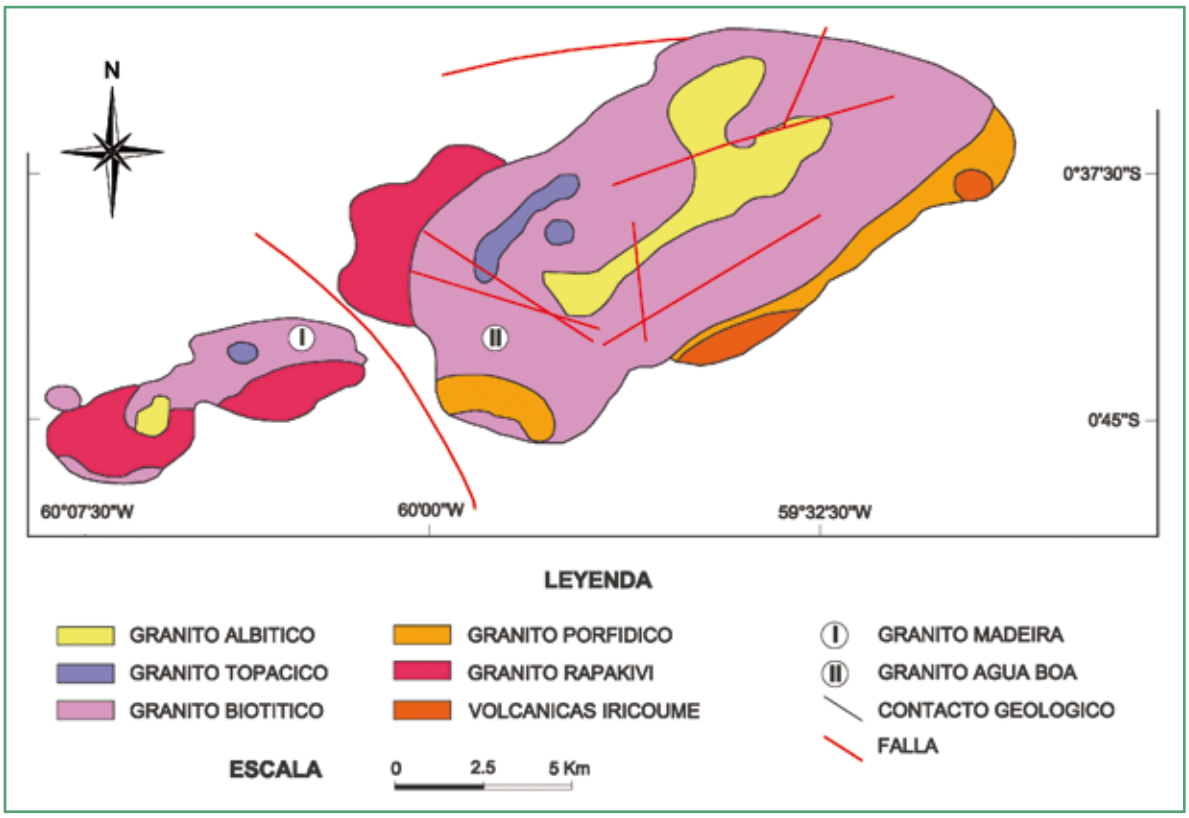


FIGURA No. 147 Mapa geológico de la mina de estaño en Pitinga, Brasil *(Tomado de Costi y otros, 2007)*

Depósitos de Estaño de la Mina Pitinga, Norte de Brasil

Los depósitos de estaño de Pitinga **(Figura No. 147),** al Norte de Manaus, Brasil, están asociados a los granitos proterozoicos de la Asociación Madeira, intrusivos en el "Grupo" Iricoumé.

El "Grupo Iricoumé" forma parte del "Supergrupo Uatumá" (SGU). Las rocas del GI, algo muy similar o equivalente a la Asociación Cuchivero, son volcánicas y volcanoclásticas riolíticas y granitos calcoalcalinos comagmáticos, formados en un aparente arco magmático, tipo Andes, con edades por Pb/Pb 1.888 Ma ± 3 Ma, y su composición química se caracteriza por lo siguiente:

- Na_2O/K_2O = 8.1 % a 9.8%
- FeOT/(FeOT + MgO) = 0 0.88 a 0. 99
- Nb + Y versus Rb similar a granitos tipo A2
- Ga/Al = alto, similar a granitos tipo A.

Sin embargo, rocas equivalentes volcánicas del SGU en el Estado de Roraima, frontera con Venezuela en la Gran Sabana, dan edades por U-Pb en circones de 1.966 Ma ± 9 Ma a 1.960 Ma ± 6 Ma **(Santos y otros 2000).** Edades similares por U-Pb en circones fueron obtenidas para estas rocas volcánicas y volcanoclásticas del tipo Caicara en Ikabarú **(Gray y otros 1995).** Datos más precisos radimétricos obtenidos en Guaniamo, aseguran una edad promedio para la Asociación Cuchivero, calcoalcalina, de 1.864 Ma ± 4 Ma por U/Pb **(Moser, 1996).**

Para el autor, existe un máximo de edades de las volcánicas tipo Cuchivero, Irirí, etc., hacia 1.88 Ga, así que sus granitos comagmáticos debieron cristalizar hacia 1.87 Ga. Sin embargo, tratándose de un arco magmático, del tipo Andes, Sierra Nevada, etc., no es de extrañar esperar un amplio espectro para las volcánicas más antiguas hacia 1.94 Ga - 1.96 Ga, y las más jóvenes hacia

1.8 Ga -1.76 Ga, pudiendo representar arcos magmáticos más viejos al Este y arcos magmáticos más jóvenes, subparalelos a los anteriores, localizados más al Oeste, respectivamente.

La Asociación Madeira se compone del Granito Madeira, el Granito Agua Boa y el Granito Europa. El Granito Madeira (GM) es un "stock" elongado que presenta cuatro facies distintas en términos petrográficos, geoquímicos y metalogenéticos **(Costi y otros, 2006):**

- Facies precoz de sienogranitos metaluminosos, localmente con textura rapakivi, con xenolitos de rocas volcánicas, porfirítico, con biotita y hornblenda sódica, con una edad U-Pb en circones de 1.824 Ma ± 2 Ma
- Facies media de granitos peraluminosos, con biotita, con componentes menores de fluorita, topacio y circones de edad U-Pb de 1.822 Ma ± 2 Ma.
- Facies temprana tardía de granitos porfirítico hipersolvus, con afinidades peralcalinas, de edad 1.818 Ma ± 2 Ma por U-Pb en circones y
- Facies tardía de granitos muy evolucionados, "pegmatíticos" de granitos albíticos, subsolvus, simultáneo e intermezclado con la facies última anterior. Esta facies ocupa la parte central del GM, y sus dimensiones son de 2 x 1.5 km, en forma ovalada.
- El granito albítico presenta dos subfacies: una central y otra de borde y ambas están fuertemente mineralizadas en forma diseminada por minerales de estaño y niobio-tantalio.

El Granito Madeira también muestra tres facies (granito rapakivi, granito biotítico y granito albítico). El GM es un granito albítico tipo A, peralcalino (A/CNK= 0.836), con 6.3 peso % de Na_2O, 6.3 peso % de F y con alta relación Fe_2O_3/FeO (=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 albítico que contiene 0.176% de Sn, 0.223% de Nb_2O_5, 0.028% de Ta_2O_5, 0.03% de U_3O_8, 0.80% ZrO_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 albítico. Esta criolita se usa en la conversión final de Al_2O_3 en aluminio.

El Granito de Agua Boa (GAB) tiene forma ovoide, es intrusivo en las volcánicas de Iricoumé y está constituido también por cuatro facies:

- Facies precoz, de granitos con biotita y hornblenda aflorando en fajas alargadas, con textura rapakivi, hacia el centro del cuerpo,
- Facies intermedia de granitos con biotita, aflorando en fajas alargadas hacia la periferia del cuerpo, con muy bajos contenidos de biotita, fluorita y opacos,
- Facies de granito rico en biotita y topacio, que ocupa la mayor extensión del cuerpo, con mineralizaciones de estaño,
- Facies de granito porfirítico, rico en topacio y albita, localizado hacia el centro del cuerpo. La edad por U-Pb en circones de esta facies es 1.815 Ma ± 10 Ma. El GRP contiene zonas ricas en topacio que también deben poseer mineralización asociada de Sn (± Nb, Ta_2O_5, ZrO_2, U_3O_8), que deben ser prospectadas en detalle, con soporte de la oficina de minas de Los Pijiguaos.

La mineralización de estaño en el GAB ocurre en tres formas:

- "Greisen" cuarzoso que ocurre a lo largo de fallas,
- "Greisen" en cuerpos lenticulares de siderofilita con "greisens" de topacio y "greisen de clorita-fengita,
- En cuerpos de episienitas sódicas en zona metasomatizadas alteradas de los granitos biotíticos.

Los "greisens", según **Costi y otros (2007),** son el resultado de diferentes procesos, a saber:

a. Fluidos hidrotermales, ricos en aguas, y carbonatos de baja salinidad, ricos en F con temperaturas moderadas (350º C - 400º C),

b. Fluidos acuosos de baja salinidad y menor temperatura (300º C), y

c. Fluidos acuosos de baja salinidad y más baja temperatura de etapas finales hidrotermales (150º C - 200º C). Las edades de los "greisens" son de 1.782 Ma ± 4 Ma por Ar-Ar.

Así, pues, el Granito de Agua Boa contiene cuatro facies (rapakivi, biotítico, rico en potasio y rico en topacio y albita), y la mineralización por estaño se relaciona con procesos hidrotermales postmagmáticos en la forma de vetas, vetillas y "stockworks" de greisens cuarzo-micáceos-topácicos, conteniendo casiterita, minerales opacos y turmalinas que rellenan fracturas de dirección predominante N 50º W. Los minerales asociados son allanita, minerales opacos, circón, fluorita, siderita, berilio y sulfuros (esfalerita, pirita, calcopirita).

El Granito Europa se compone de dos facies: una facies constituida por cuarzo, riebeckita, pertita de textura equigranular, grano medio a grueso, masiva, fanerítica y, como minerales accesorios, se distinguen circón, titanita, apatito y allanita; la otra facies de granitos equigranulares, hipidiomórfico, gruesos a medios con riebeckita, pertita y cuarzo, y los accesorios y secundarios son albita, biotita y opacos.

El GE se caracteriza por presentar altos valores de ZrO_2, Nb_2O_5 y Ta_2O_5 El GE, contiene xenolitos de rocas volcánicas lo que implica un emplazamiento epizonal del mismo.

El depósito polimetálico (Sn, Nb, Ta y criolita) y sus posibles subproductos asociados (Zr, Tr, Y, Li y U), están asociados a la facies granito albítico del Granito Madeira. Los diversos recursos minerales ocurren diseminados en el GM y el GAB, excepto la criolita que ocurre en forma diseminada (150 Mt de menas, con un tenor de 4.2% de Na_2OAlF^{4}) y en forma masiva (10 Mt con 32% de Na_2OAlF^{4}).

El carácter polimetálico del depósito de Pitinga es atribuido a la mezcla de fluidos provenientes de dos fuentes contrastadas: F y Nb del manto y Sn de la corteza.

La criolita ocurre en el núcleo del granito albítico **(Nejo y otros, 2006)** y puede presentarse en dos formas:

1. Diseminada, para 150 Mt con 4.2% de Na_3AlFe_6 en la parte central, y
2. Masivas, en vetas: 10 Mt con 32 % Na_3AlFe_6, en tres subtipos (nucleada, caramelo y blanco).

La criolita diseminada ocurre en vetillas y "stockworks", estando la criolita asociada a cuarzo, circón, feldespato potásico ± galena. Se reconocen dos tipos de criolita diseminada: criolita hidrotermal y criolita magmática en forma de cristales subédricos de hasta más de 1 mm. Columbita y pirocloro y cantidades menores de estaño, pueden acompañar a la criolita.

La criolita maciza fue localizada por sondeos, y puede llegar a presentarse en vetas de hasta más de 2 m de ancho en las vetas inclinadas a verticales, y hasta 30 m en las horizontales. Los tenores de Sn, Nb y Ta que acompañan a la criolita suelen disminuir con la profundidad, pero el contenido de las criolitas en REEL y de Eu, al igual que en los granitos alcalinos anorogénicos de Nigeria, es alto, mientras que el enriquecimiento en los REEH coincide con los bajos valores de la relación La/Yb. Columbita sigue a los depósitos de criolita maciza en los granitos albíticos.

La columbita de Pitinga, que es del tipo ferrocolumbita, sustituye al pirocloro en profundidad. El pirocloro se presenta en tres formas bien escasas en el mundo, a saber:

- U-Pb pirocloro, que sólo se ha localizado en otras seis localidades en el mundo (Complejo de Lovezer, Depósito de Monte Ploskaya de Rusia, Taikeu en Liberia, Domo San Peter y Montes Norte Sugarloaf de USA);
- U-pirocloro también muy escaso en el mundo (16 localidades), y
- U-Pb pirocloro.

El proceso de columbitización se caracteriza por lo siguiente:

- Pérdida de Pb y U
- Enriquecimiento en Nb, formando sucesivamente pirocloro Pb-U y pirocloro. La columbita así formada va acompañada de Sn y U.

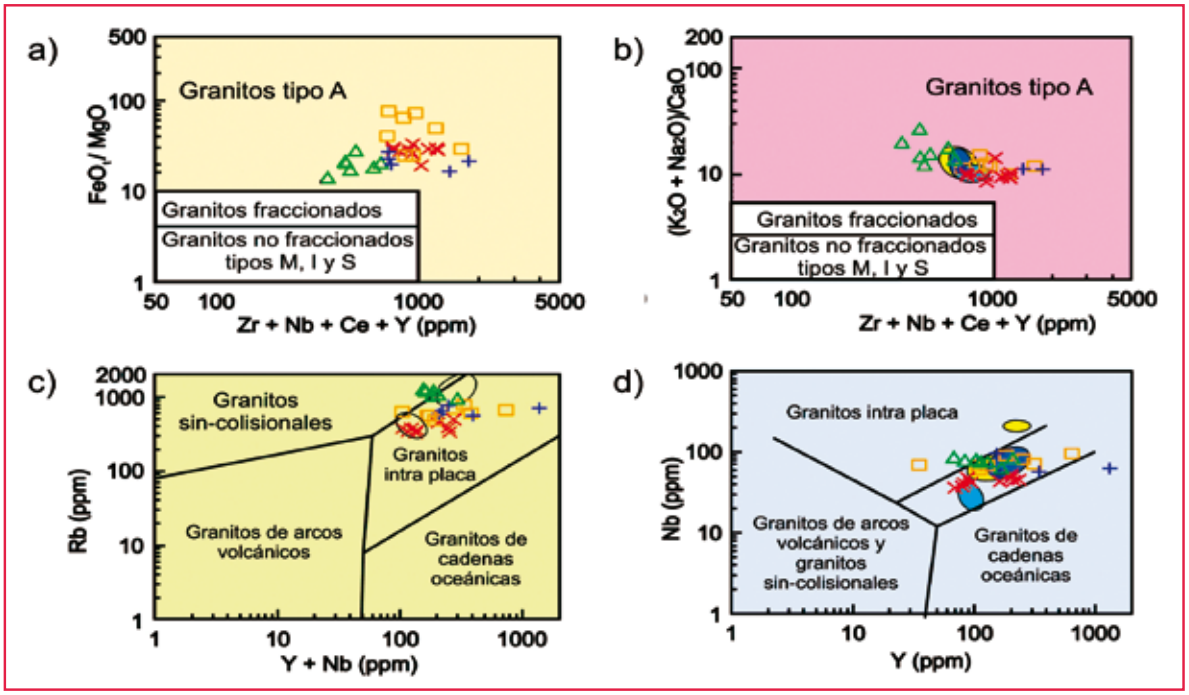


FIGURA No. 148 Diagramas discriminantes de ambientes tectónicos del granito de Agua Boa, Pitinga *(Tomado de Costi y otros, 2007)*

El granito albítico, con textura y mineralogía de pegmatita, con alta concentración de F (6%, único en el mundo), permitió la formación precoz o magmática de criolita, y la superposición de procesos postmagmáticos e hidrotermales se combinaron y facilitaron la formación de criolita hidrotermal diseminada. Por otra parte, la forma dómica de emplazamiento de estos granitos, y en particular del granito albítico, facilitó hacia las zonas apicales o topes del domo, de altas concentraciones de F, Nb y Sn, por una parte, y de criolita por la otra parte. Este hecho simultáneo sólo se da en el mundo en Pitinga **(Bastos Neto y otros, 2007).**

El ambiente de formación para la columbita reconoce dos fuentes, o sea, es mixto:

- Corteza: Fluidos hidrotermales salinos del granito albítico ascendieron de la parte más inferior del plutón ± aporte de agua meteórica en un sistema convectivo de calor.

- Manto: el enriquecimiento de flúor (F)= en las facies del granito albítico es atribuido al ascenso de fluidos mantelares ricos en F y Nb, mezclados a profundidad con Fluidos costrales ricos en Sn.

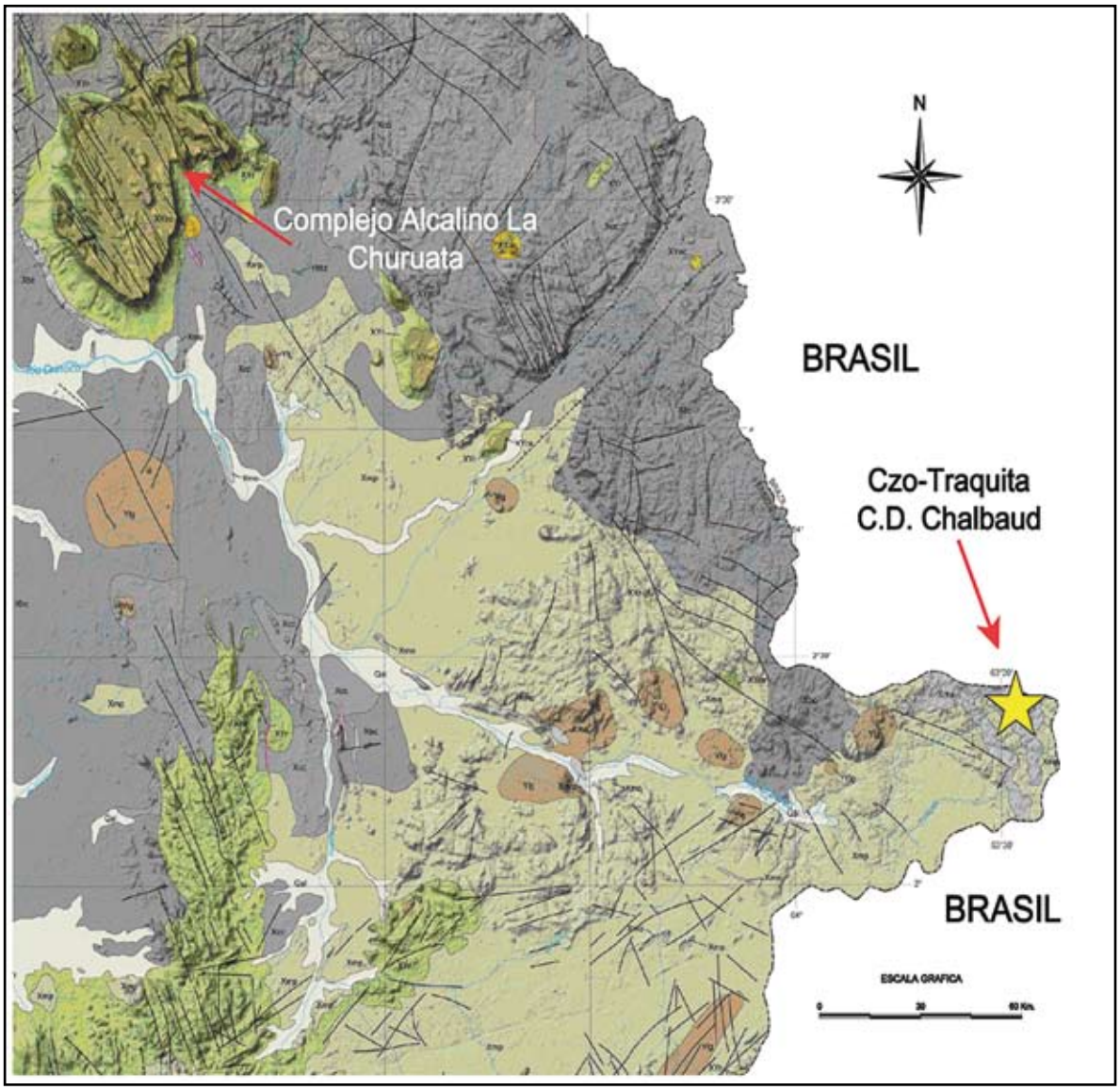


FIGURA No. 149 Mapa de localización de posible cuerpo alcalino, relacionado o no con el complejo de La Churuatá *(Tomado de Grande, 2007)*

Estos granitos albíticos especializados se caracterizan por un alto contenido de Hf en los circones, y los granitos topácicos, con Sn-Nb-Ta, muestran bajas relaciones de Zr/Hf, que es una característica de los fundidos tardíos, muy diferenciados, graníticos **(Lamarao y otros, 2006)** y son buenas guías exploratorias para depósitos de Sn-Nb-Ta.

La producción del año 1997 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_2O_5 y 3.5% de Ta_2O_5. Sin embargo, esta producción ha decrecido sensiblemente por el agotamiento de los aluviones ricos en estaño que también se explotaban en el pasado.

FIGURA No. 150 Muestra de mano y sección pulida de brecha Cuarzo-Traquita alcalina del Cerro Delgado Chalbaud, cabeceras del Río Orinoco *(Tomado de Grande, 2007)*

Complejo Alcalino de La Churuatá-Amazonas

El complejo de diques o estructuras anulares de La Churuatá en el Estado Amazonas, intrusionaron rocas del Grupo Roraima, yacente discordante sobre granitos tipo rapakivi de El Parguaza, y se componen de sienitas cuarcíferas, sienitas, sienitas nefelínicas y granitos aplítico-alaskíticos, con edades de 1.318 Ma ± 41 Ma (granito) a 1.274 Ma ± 34 Ma (sienita) por Rb-Sr en roca total.

Posiblemente la edad en circones por U-Pb sea más cercana a la edad del granito rapakivi de El Parguaza, que también es alcalino. **Sidder y Mendoza (1995)** reinterpretaron esa edad como de reequilibrio o recristalización, y bien pudiera ser relacionada al Granito Rapakivi de El Parguaza, reequilibrado durante la Orogénesis Nickeriana (1.200 Ma ± 200 Ma), por razón a que tales complejos alcalinos son anorogénicos.

Mendoza (1975) reportó cuarzo-sienitas en análisis modales del Granito Rapakivi de El Parguaza aflorante en el área de Los Pijiguaos, y allí también los granitos rapakivis son altos en U (1-10 ppm), pero mucho menores al contenido en las rocas del Complejo de la Churuatá con 1-165 ppm de U, 8-560 ppm de Th, y cantidades anómalas de Sn, La, Y, Ag, Pb, Zn, W, Zr, Ti, Rb, Nb **(Soares, 1985).**

Grande (2007) refiere la presencia de una cuarzo-traquita alcalina en el Cerro Delgado Chalbaud (cabeceras del Río Orinoco) en Sierra Parima, límite con Brasil. La roca es una brecha protoclástica, parte de una brecha de chimenea volcánica intrusiva, compuesta de fenocristales de sanidina, cuarzo B, plagioclasa sódica, egirina, biotita en una matriz vítrea silico-alcalina. Estas rocas parecen haberse emplazado a lo largo del mismo "rift" de La Churuatá en el Mesoproterozoico **(Martin, 1972).**

Depósito Olympic Dam, Australia: Fe, Cu, Au, U y Tierras Raras

Estos depósitos también se denominan IOCG ("iron-oxide Copper-Gold deposits"), y comprenden un amplio espectro de depósitos bajos o deficientes en sulfuros, magnetitas bajas en Ti y/o hematitas, de origen hidrotermal, que se presentan en forma de brechas, vetas, diseminados, lentes masivos, con mineralización polimetálica (Cu, Au, Ag, U, LREE, Bi, Co, Nb, P, Pt), genéticamente relacionados

con rocas graníticas tipo A y alcalinas (sienitas, carbonatitas, kimberlitas, etc.) caracterizados por contener >20% de minerales óxidos de hierro (hematita y/o magnetita) y presentar alteración sódico-cálcica.

Existen evidencias de que estos IOCG del Arqueozoico y Mesoproterozoico están relacionados con magmatismo alcalino anorogénico.

Todos estos depósitos del IOCG del Arqueozoico al Mesoproterozoico se localizan, en general, a unos 100 km del borde de los cratones de edad Arqueozoico (como Palabora, Sur África; Carajás, Brasil; Olympic Dam, Australia, etc.) o próximos al límite de la litosfera del Arqueozoico con el Paleoproterozoico.

La cercanía de estos depósitos a las márgenes del cratón Arqueozoico, en general del orden de unos 100 km, sugiere que el magmatismo alcalino relacionado se pudo derivar por pequeños grados de fusión parcial del manto litosférico subcontinental, previamente metasomatizado y enriquecido en ciertos elementos incompatibles (K, LRRE, U, Cu, Au, etc).

Los depósitos de IOCG mayores conocidos son los de Carajás (2.57 Ga), Palabora (2.05 Ga), Olympic Dam (1.58 Ga a 1.49 Ga) y La Candelaria, los cuales no coinciden con los picos de crecimientos de corteza juvenil. Los depósitos de Dos Carajás se relacionan con rocas graníticas, anorogénicas, tipo A.

El depósito mineral de Fe-Cu-Au, U, de Olympic Dam se formó también en relación con un granito rapakivi, luego de la amalgamación de los bloques del Arqueozoico y del Paleoproterozoico, formando parte del gran proto-Australia hacia 1.7 Ga en asociación con rocas volcánicas y el emplazamiento de plutones alcalinos. No se conocen depósitos de este tipo de edad Neoproterozoico.

Áreas de alto magnetismo coincidente con alta radioactividad, registrada en prospección aérea contratada por CodeSur, sobre la zona fallada (cruce de fallas N 70º E con N 30º W) ocupada por el Granito rapakivi de El Parguaza, extremo Oeste de la Guayana venezolana, como la anomalía triple (intersección de fracturas mayores, alto magnetismo, alta radiactividad), localizada en 5º 10' de Latitud Norte y 64º 20' de longitud Oeste, en Amazonas, es una área de primera prioridad o "target" para prospectar y localizar depósitos tipo Olympic Dam (DOD) de Australia y San Francisco, Mountains de Missouri, USA **(Sidder y Mendoza, 1995)** en Amazonas, Venezuela.

Dado que sobre estas zonas se registran altas anomalías gravimétricas coincidentes con las aeromagnéticas, se recomienda reexplorar por vía aérea esta zona por magnetometría, gravimetría, radimetría, reinterpretar su localización, forma y profundidad, y proceder a su primera verificación en tierra, en función de la cual se haría un programa de delimitación, caracterización y evaluación de recursos geológicos diversos mediante calicatas y sondeos geoexploratorios (Fe, Cu, U, Au, REEs, etc.).

Adicionalmente, **Rodríguez (1987)** reportó una nueva provincia rica en aluviones con platino en el Río Guapuchí, Estado Amazonas, en zonas del GRP a unos 30 km al Este de la zona triple anómala referida como prospectable para depósitos tipo Olympic Dam. Esto está en concordancia con las raíces mantelares alcalinas de los granitos rapakivis o tipo A.

Recordemos que los GRP se derivan, en parte, de material del manto con gran diferenciación, emplazados en "rifts" continentales, es decir, favorables para dejar residuos noríticos a piroxeníticos, anorogénicos, normalmente ricos en platinoides, o de Cu-Ni ± Pt.

Todos los grandes depósitos de Ni-Pt se encuentran en complejo máficos - ultramáficos estratificados, relacionados a este tipo de "rifts", y todos ellos producen facies finales, granofíricas, de granitos ricos en hierro, tholeiíticos tipo GRP.

Por otra parte, magmas alcalinos y kimberlitas suelen estar asociados a plumas de calor y zonas de suturas y "rifts", como en Sur África.

Una importante pluma de calor debió localizarse entre 1.6 Ga - 1.4 Ga, cubriendo una área circular de no menos de 500 km de diámetro, situándose su parte central, desde aproximadamente la zona anómala indicada por los estudios de Aeroservices hasta la parte media del Río Guapuchí.

Este tipo de depósito mineral se relaciona a un "rift" continental y ambiente de margen continental pasivo de un cratón Arqueozoico, con episodios de magmatismo alcalino de edad Mesoproterozoico (1.6 Ga - 1.4 Ga).

Los factores comunes a todos estos depósitos son enriquecimiento en Fe, P, F y metasomatismo alcalino. El sistema hidrotermal se origina a poca profundidad (4 km - 6 km), y los volátiles de magmas alcalinos se relacionan con el "rifting" de supercontinentes, en este caso del supercontinente Columbia.

El Depósito Olympic Dam, de Australia, representa una triple anomalía: magnética, gravimétrica y tectónica. La parte más importante del depósito tiene 1 km de ancho por 5 km de largo, aunque todo el depósito tiene 5 km x 7 km en una pipa brechada, cuyo núcleo es de hematita estéril y se encuentra protegido de la erosión por una cobertura de más de 300 m de espesor de sedimentos.

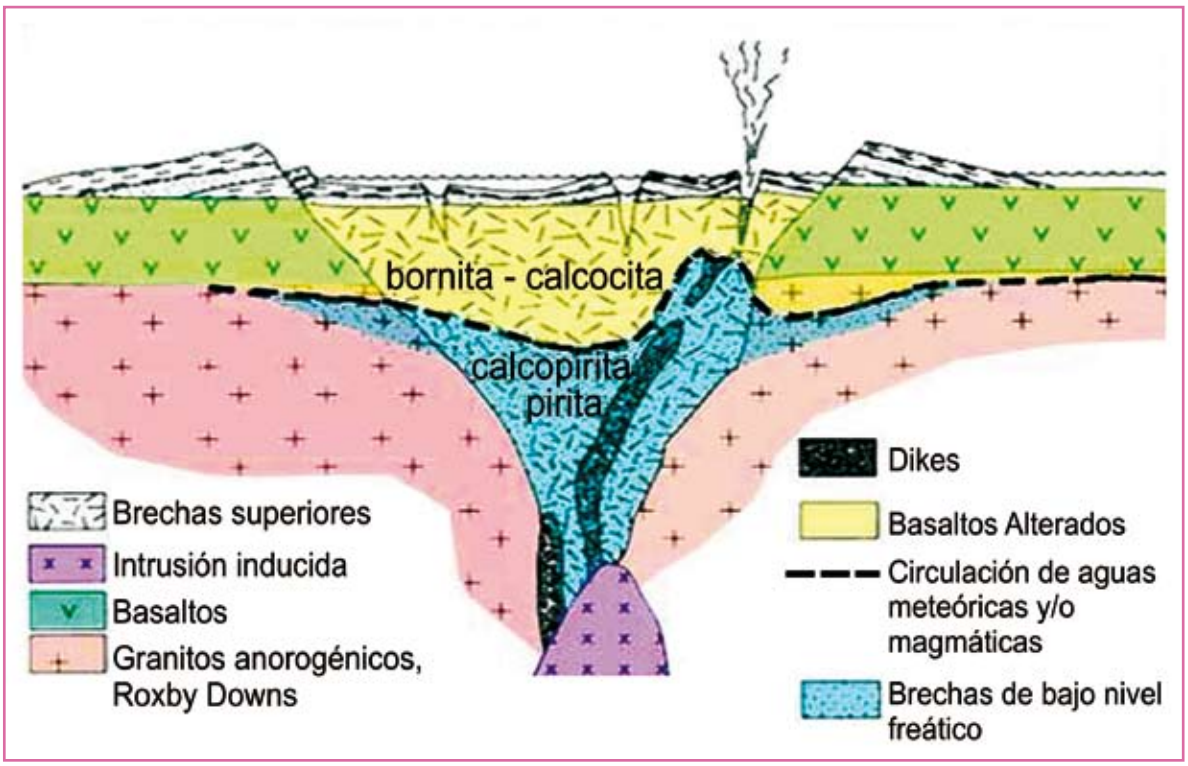


FIGURA No. 151 Modelo genético propuesto por **Haynes y otros (1995)** para el depósito Olympic Dam, Australia. En la parte superior predomina la acción hidrotermal por el aporte y circulación de aguas subterráneas (formación de bornita y calcocita), y en la parte inferior la acción hidrotermal es favorecida por las aguas magmáticas con la formación de calcopirita y pirita *(Tomado de Haynes y otros 1995)*

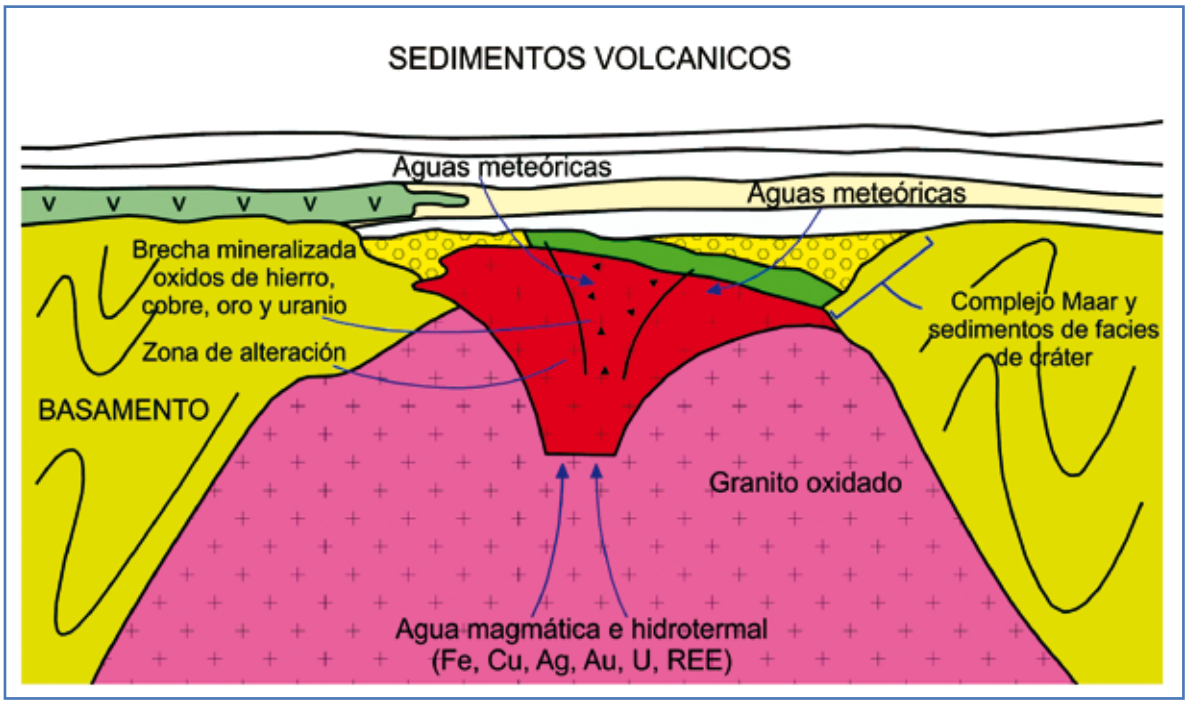


FIGURA No. 152 Modelo de formación de depósitos IOCG, tipo Olympic Dam, Australia *(Tomado de Oreskes y otros, 1990)*

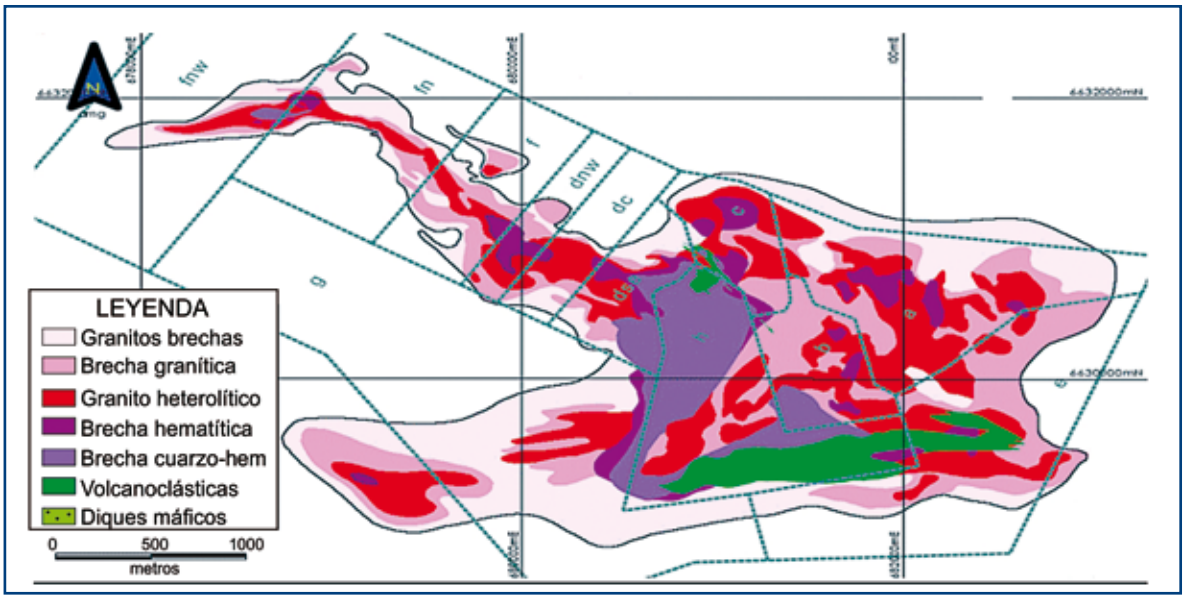


FIGURA No. 153 Mapa geológico del depósito IOCG Olympic Dam, Australia *(Tomado de Laznicka, 2009)*

FIGURA No. 154 Ejemplos de brechas mineralizadas con malaquita, calcopirita, pitchblenda y uraninita (uranio) *(Tomado de Reeves y otros, 1990)*

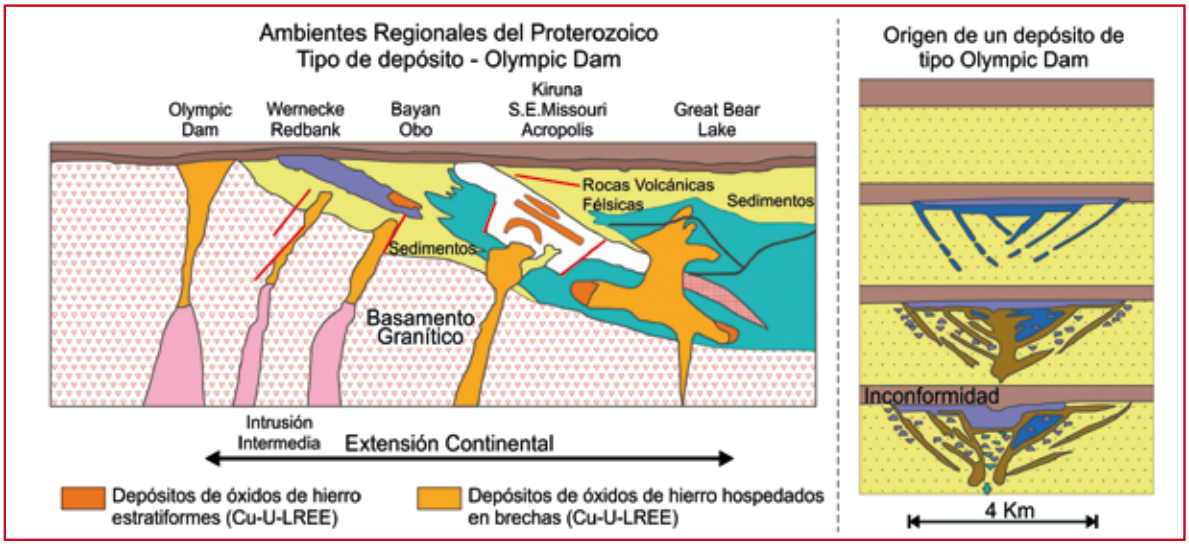


FIGURA No. 155 Ambientes geotectónicos de formación de los depósitos tipo Olympic Dam, Australia, y modelo de origen de formación *(Tomado de Oreskes y Timan, 1995)*

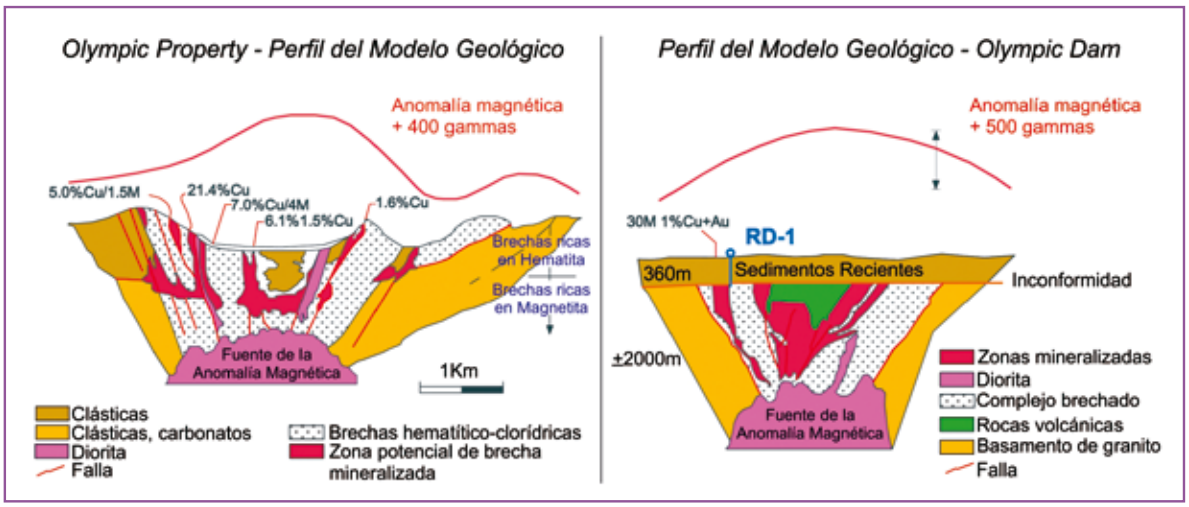


FIGURA No. 156 Modelos comparativos de formación de las brechas asociadas a Fallas Inversas de ángulo alto, mineralizadas con Cu, Au, Fe, REE, U, de Olympic Dam *(Tomado de Oreskes y Timan, 1995)*

El DOD o también conocido como Complejo brechado de Olympic Dam, forma parte intrusiva en el Cratón Gawler, de unos 440.000 km^2 de superficie en el Sur de Australia, con granulitas félsicas (Complejo Mulgathing al N-NW y Complejo Sleafor al S). Las rocas volcánicas de Gawler Range y la Asociación Hiltaaba con el Batolito Burgoyne, hospedan el DOD, el cual está cubierto por unos 300 m de rocas sedimentarias no tectonizadas de la Plataforma Stuart de edad Neoproterozoico Tardío a cambriano Temprano.

El Moho se calcula, según estudios sísmicos, a una profundidad de 40 a 42 km en el área del DOD, de igual profundidad al Moho en la región de Guaniamo, Venezuela, inmediata al GRP.

El cuerpo principal rico en Cu-Au-U se formó a partir de fluidos salinos subterráneos de origen evaporítico (?) Según **Barton y Jonson (1966).** Esa agua subterránea introdujo Cu-Au-U-S en el complejo brechado y se mezcló con fluidos más calientes (400º C) que portaban altos contenidos de Fe, F, Ba y CO_2.

Según **Pirajno (2000),** el magmatismo anorogénico 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 continúa en Norte América y Canadá, al menos en el Cratón Amazónico, tuvo más de 4.000 km de largo por más de

1.000 km de ancho. Su continuidad hacia Báltica en tiempos Mesoproterozoicos no se descarta.

Enjambres de diques de diabasas, como el Enjambre de diques de Gairdner, de edad postmineralización, en el área del DOD son reconocidos, apoyando la idea de plumas de calor.

Sin embargo, **Drummond y otros (2006)** por recientes estudios sísmicos sobre la zona del DOD, calculan que el mismo se localiza en el límite entre dos placas o piezas de corteza, una interpretada como núcleo cratónico del Neoarqueozoico al Paleoproterozoico, y la otra como un cinturón móvil tectónico del Meso al Neoproterozoico.

Según **Drummond y otros (2006),** las rocas huésped del depósito son granitos de la Asociación Hiltaba, como el Granito de Roxby Down, que se localiza encima de una reducida zona de impedancia que contrasta con la corteza más inferior que es la región de generación magmática a unos 1.000º C.

El basamento cristalino Arqueozoico se caracteriza por intenso cizallamiento, tipo inverso que pudiese ser alóctono. Este modelo contrasta con el modelo anterior de aportes de calor por plumas, o "hot spot", del manto debajo del DOD y de los granitos rapakivis de la zona.

El DOD de Australia es uno de los mayores depósitos mundiales con 3.810 Mt de menas minerales que contiene las mayores reservas mundiales de uranio (1.4 Mt), con 0.5 Kg/t de óxido de uranio, el cuarto en reservas de cobre (42.7 Mt) con 1.8% Cu y el cuarto en reservas de oro (55.1 M onzas) **(Corriveau, 2007)** con 0.5 g/t de oro.

Actualmente la compañía BHPB explota las minas de Olympic Dam y produce aproximadamente 200.000 t/a de cobre, 3.500 t/a de uranio y unas 100.000 onza/a de oro.

La mineralización más importante está asociada a la brecha heterolítica con bornita que grada a la brecha granítica con pirita y calcopirita. La brecha hematítica carece de sulfuros.

Sin embargo, uraninita, asociada a sulfuros de Cu y Fe, aparece bien distribuida a lo largo y ancho de todo el depósito. Con la uraninita se localizan bajas concentraciones de oro y de plata. Los elementos REEs se concentran en monacita.

La alteración dominante es de hematita, sericita, clorita, carbonatos, sulfuros (pirita, calcopirita, bornita, calcocita ± uraninita, pitchblenda) y LREE. Los contenidos de titanio son bajos (<2% TiO_2). Alteración alta en magnetita y minerales ricos en sodio predominan en las zonas más profundas, de más alta temperatura, en contraste con la encontrada alternación rica en hematita con minerales de cobre en las zonas menos profundas, de más bajas temperaturas **(Cox, 1986).**

Estos depósitos se formaron aparentemente en el Granito Rapakivi de Roxby Downs, anorogénico, de 1.588 ± 4 Ma por U-Pb en circones, pero la actividad hidrotermal se desarrolló hacia 1.490 Ma por nuevas y más jóvenes intrusiones anorogénicas, más evolucionadas y ricas en fases finales hidrotermales. El Granito Rapakivi de Roxby Downs es equivalente en composición, textura y edad al Granito Rapakivi de El Parguaza.

Se estima que los sulfuros son de origen hipogénico, de múltiples inyecciones de fluidos hidrotermales y varios mecanismos de precipitaciones de las menas metálicas, controlados por temperaturas, oxidación y agotamiento de sulfuros reducidos y cambios en la relación Fe/Cu.

Otros tipos de depósitos similares de IOCG son los de Kiruna en Suecia; Palabora en Sur África; Salobo de Dos Carajás, Brasil; Candelaria de Chile; Bayan Obo de China, etc. **(Gandi, 2004).**

Depósitos de Bauxitas y Caolines

En zonas tropicales, donde las temperaturas son altas y las lluvias muy abundantes, el agua llega a hidrolizar las rocas silicatadas, separando la sílice de los cationes metálicos. Dichos cationes metálicos son fundamentalmente Fe y Al que, al hidrolizarse de las rocas, han quedado en forma de óxidos e hidróxidos $Fe(OH)_3$, $Al(OH)_3$. La sílice formada es lavada por el agua de lluvia, pero los hidróxidos cementan entre ellos formando agregados terrosos que se denominan lateritas (cuando contienen principalmente hidróxidos de hierro) y bauxitas (cuando están formados fundamentalmente por hidróxidos de Al). Las rocas ácidas de cualquier origen (magmático como los granitos, metamórficos como las areniscas feldespáticas, o sedimentarias como las argilitas) suelen tener una mayor proporción de Al que de Fe y, por tanto, por meteorización producen bauxitas. Las rocas más básicas, como los gabros, tienen una mayor concentración de hierro y dan lugar a lateritas ferruginosas.

Los yacimientos mundiales más importantes de lateritas se hallan en Brasil, y los de bauxitas en Guinea, Brasil, Australia, Surinam, Guyana y Guayana Venezolana.

La región amazónica ha sido modificada geomorfológicamente desde el Cretácico Tardio-Paleoceno Temprano. Durante este tiempo, la región ha cambiado de clima húmedo a tropical- lluvioso, con cortos períodos secos. Estos eventos promovieron la alteración de rocas, originando perfiles de caolinitización, duricostras y una amplia variedad de suelos. En general, se distinguen dos grandes períodos de formación de duricostras: uno en el Cretácico Tardío a Paleoceno/Eoceno, y otro durante el Pleistoceno, los cuales desarrollaron dos tipos de paisajes.

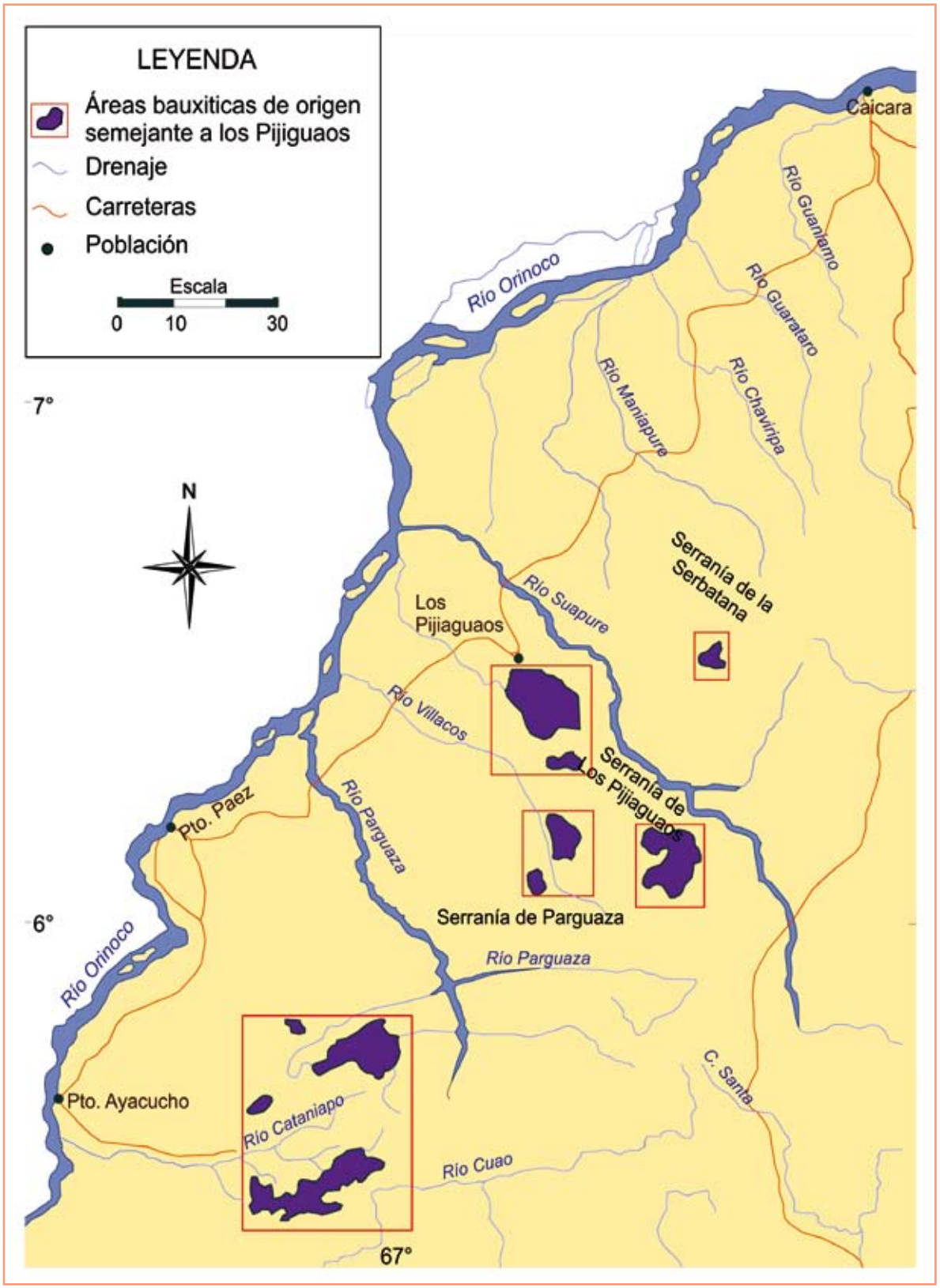


FIGURA No. 157 Mapa de localización de bauxita de Los Pijiguaos y otras zonas bauxíticas próximas sobre el Granito Rapakivi de El Parguaza *(Tomado de Yanez, 1995)*

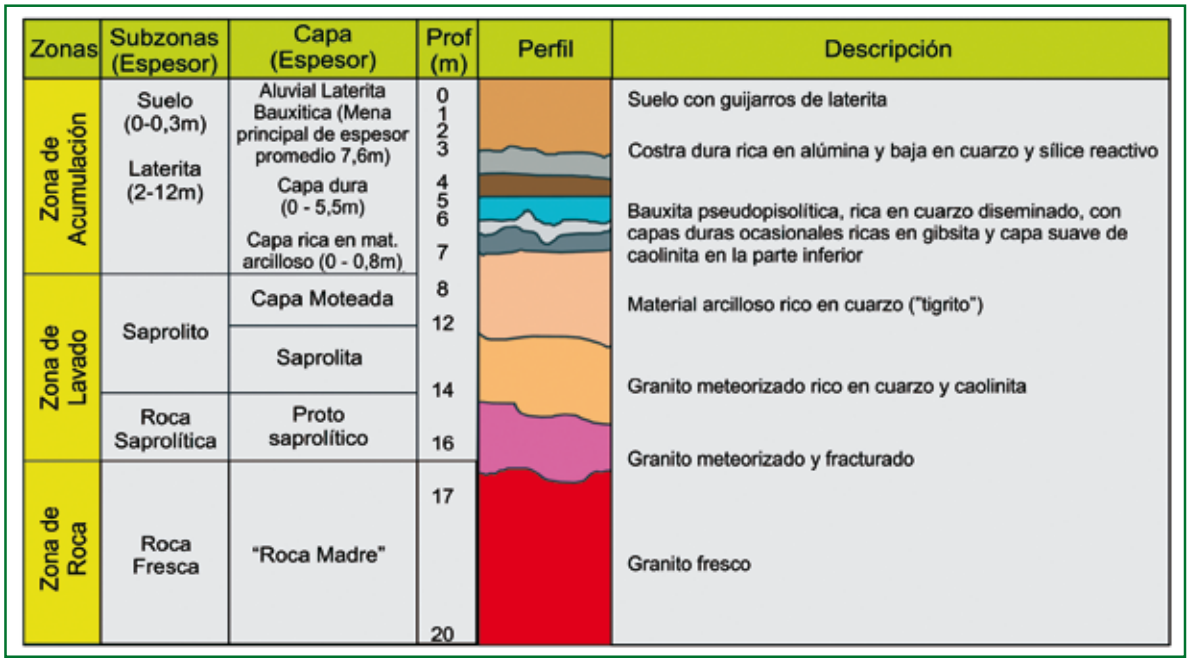


FIGURA No. 158 Perfil de lateritas bauxíticas de Los Pijiguaos *(Tomado de Nariño, 1998)*

El paisaje más antiguo con duricostra bauxítica se observa en forma de los plateaux más altos, tipo Pijiguaos, en Guayana y planicies con valles incisivos. El paisaje más joven, principalmente desarrollado en rocas sedimentarias, forma los plateaux más bajos y montañas altiplanos, tal como Pediplan de Velhas en Brasil.

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 el Nivel Pijiguaos un desarrollo de lateritas alumínicas **(Figuras No. 157 y 158).**

Este plateau con buen drenaje y abundantes lluvias (>2.000 mm/año) permite la lixiviación de los elementos solubles como Si, Ca, Na, K y Mg y concentra los elementos resistentes, o resistatos, a entrar en solución como Fe y Al, con lo cual se producen las lateritas alumínicas, con la formación de bauxitas gibbsíticas en las zonas mejor drenadas y más altas, y caolinita en las menos drenadas y más bajas.

Los elementos traza, en general, como Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Y, Sn, Sc, W, Pb, Ta y U se concentran hacia las partes más superiores, hacia los oxisoles, mientras que los elementos traza como As, Mo, Cu y Hg, se incrementan hacia los nódulos ferruginosos y pisolitas de los horizontes bauxíticos.

En particular, un estudio en elementos mayoritarios y traza de **Meléndez y otros (2007)** sobre el perfil bauxítico de Los Pijiguaos (0-8 m y por debajo de él, 8-19 m) demuestra que:

- El Fe, Al y los elementos traza V, Ga, Zr, Nb y Th decrecen su concentración de la superficie hacia el "cut off" (44% de Al_2O_3 y 22% de SiO_2) y sigue descendiendo en la zona saprolítica por debajo de los 8 m, hasta los 18-20 m donde comienza a aparecer el GRP poco o nada alterado;
- Sílice, por el contrario, aumenta desde menos de 5% en la superficie a 22% hacia los 8 m y 60% o más a los 18-20 m de profundidad en el perfil.

En Los Pijiguaos se reconocen tres grupos de elementos: 1. Co, Ti, Nb, Th, Mn y Fe asociados a ilmenita; 2. P, Ce, Sr, Ba, Ca, Zn, Al, Si y Ga, asociados a gibbsita y caolinita, y 3. Zr, Y controlados por circón **(Meléndez y otros, 2007).**

El perfil de Los Pijiguaos **(Nariño y otros, 1997)** de unos 5 a 10 m de espesor (7,6 m promedio para las menas) muestra de tope a base **(Figura No. 157)** 4 categorías de bauxitas:

- Costras (muy alta alúmina, >50% Al_2O_3, alto FeO_t y bajas en SiO_2) con 1-3 m de espesor,
- Seguido de bauxitas pisolíticas o pseudopisolíticas (alta alúmina >47% Al_2O_3, moderada sílice 5-10%) con 1 a 4 m de espesor,
- A veces una duricostra intercalada delgada,
- Y bauxita terrosa (con baja alúmina, 44% a 47% de Al_2O_3 y alta sílice 10% - 20%)

Y, finalmente, el piso del depósito con bauxita caolinítica de 1 a 3 m de espesor, con alta sílice (>22%) y baja alúmina (<44% Al_2O_3).

Las reservas de lateritas alumínicas o lateritas bauxíticas (>44% Al_2O_3) de Los Pijiguaos en el estudio de factibilidad, eran cercanas a los 200 Mt. Programas exploratorios y de evaluación de reservas posteriores, han aumentado las mismas por encima de los 300 Mt.

Recientemente **Meyer (2002),** sitúa tales reservan en más de 540 Mt. Al Sur de Los Pijiguaos se localizan los depósitos potenciales de Chivapure, Villacoa y Cataniapo. **Meyer (2002)** estima que toda el área de lateritas bauxíticas al Sur de los Pijiguaos debe 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 bauxíticas más importante, a nivel mundial, similar a las ricas provincias de Australia, Guinea, Brasil y otros países.

Bauxilum produce anualmente unas 5.9 Mt de bauxitas, la cual es consumida por el mercado interno. Interalúmina produce alúmina por el método Bayer. El país de mayor producción mundial es Australia (60 Mt), seguido de Brasil (22 Mt) y China (18 Mt). Sin embargo, las mayores reservas conocidas de bauxitas se localizan en Guinea, que es el cuarto productor mundial (15 Mt/año) con 8.600 Mt, aunque se estima que las mismas pueden superar los 20.000 Mt con un contenido de alúmina entre 40 % y 50 %.

Las bauxitas más parecidas a las de Pijiguaos son las de Pitinga, localizada a 300 km al Norte de Manaus, Brasil. Allí el perfil bauxítico tiene 5 a 6 m de espesor, pero está cubierto por 2 m a 5 m de oxisoles.

CONTINENTES Y PAÍSES	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
Guayana	700.000	900.000
Haití	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
África	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	**47.019.000**	**52.376.000**

TABLA No. 22 Reservas mundiales de bauxitas/ miles de toneladas métricas *(Tomado del U.S. Bureau of Mines Commodities, Summer 1996)*

• Amazonas •

ROCAS GRANÍTICAS DEL ESTADO DE AMAZONAS

En el Estado Amazonas afloran, en orden de mayor a menor tectono-deformación y metamorfismo, los siguientes conjuntos de rocas:

- Gneises y Migmatitas de Minicia, Macabana, Maroa, etc.
- Metasedimentos de medio grado metamórfico del Siapa
- Rocas graníticas y relacionadas, foliadas y levemente metamorfizadas: granitos > volcánicas ácidas > andesitas > basaltos
- Metasedimentos pre-Roraima, tipo formaciones Unturán, La Esmeralda, etc.
- Granitos anorogénicos, postectónicos, tipo Atabapo, Inírida, San Carlos, Cucuy, Parima, Parguaza, Vaupés, etc.
- Complejos alcalinos y relacionados, tales como La Churuatá
- Sedimentos: Grupo o Supergrupo Roraima
- Carbonatitas de Seis Lagos y equivalentes del lado venezolano
- Kimberlitas

Las edades disminuyen del NNE 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, con poco o nada de metamorfismo, presentan una edad de Cuchivero, o sea 1.860 Ma - 1.730 Ma **(Gaudette y Olsewsky, 1985),** mientras que los gneises tonalíticos de Minicia y Macabana, entre Atabapo y Santa Bárbara, idénticos a los gneises del Complejo granítico TTG de Supamo y del Complejo de Bártica y considerados como el núcleo Pakaraima de edad Paleoproterozoico e incluso Neoarqueozoico, aquí sólo dieron edades en Rb/Sr de 1.78 Ga a 1.82 Ga **(Barrios y otros, 1985, Tabla No. 23A).**

Sin embargo, **Tassinari y Macambira (1999)** incluyen, por su edad de metamorfismos, a los gneises de Minicia y Macabana en la Provincia Ventuari-Tapajós, reportan una edad U-Pb en circones de 1.85 Ga y 1.83 Ga e incluyen los granitos rapakivis de El Parguaza y Surucucú, anorogénicos, con edades U-Pb en circones de 1.54 Ga, en esta Provincia Ventuari-Tapajós. Contrario a ello, **Santos y otros (2004),** descartan la correlación de Ventuari con Tapajós. En general, el dominio Ventuari presenta rocas graníticas más antiguas que las del dominio Casiquiare **(Barrios y otros, 1985).**

Edades del NW del Brasil y del Este de Colombia demuestran buena correspondencia con edades de fuerte metamorfismo y magmatismo de la Provincia Casiquiare, en el Amazonas venezolano.

Tassinari (1984) determinó edades Rb/Sr y U-Pb en rocas graníticas, gneisicas y migmatíticas tonalíticas del cinturón Río Negro-Juruena, que trunca al cinturón Maroni-Itacaiunas y al dominio Ventuari en un nuevo arco magmático, con nueva corteza añadida del manto, entre 1.75 Ga y 1.60 Ga ($Sr^{87}/Sr^{86}i$= 0.7030).

Esto sugiere la idea de una zona de subducción, emigrando con el tiempo del Este hacia el Oeste, y en cada colisión produciendo rocas de más alto grado metamórfico.

Más al Oeste, en Colombia, **Kroonemberg (1982)** distinguió dos grandes cinturones de alto grado metamórfico:

- Complejo de Mitú.
- Cinturón Granulítico Garzón-Santa Marta

El Complejo de Mitú cubre gran parte de la Amazonia Colombiana y se compone de tres unidades litometamórficas:

- Gneises del Atabapo-Río Negro
- Gneises de Aracuari
- Granitos migmatíticos de Guainía

Las edades van desde 1.780 Ma a 1.450 Ma, pero que localmente el Granito de Mitú, Granito de Vaupés, anorogénicos, pero sin textura rapakivi, son intrusivos en esta secuencia y dieron una buena isocrona por Rb/Sr roca total de 1.575 Ma ± 50 Ma, es decir Parguazensis, con Sr^{87}/Sr^{86}_{i} de 0.7030, casi idéntico al granito rapakivi de El Parguaza.

En los ríos Atabapo, Guainía y Negro, abundan los gneises blastoporfiríticos biotíticos-cuarzo-plagioclásicos, migmatitas y gneises félsicos y máficos (anfibolíticos) y gneises muy cizallados blastomiloníticos.

En el Río Vaupés se observan gneises pelíticos con sillimanita y granate, no localizados en la Amazonia venezolana. Esas rocas fueron metamorfizadas al nivel de la primera isógrada sillimanita + muscovita de la Facies Anfibolita.

El Macizo de Garzón forma el núcleo de la Cordillera Oriental y centro Oriental de los Andes Colombianos, cubriendo unos 10.000 km^2 y en él afloran charnockitas enderbergíticas (granulitas de dos piroxenos con hornblenda y biotita), granulitas máficas con ortopiroxeno y periclásitas (ortopiroxeno + labradorita), gneises granatíferos-sillimaníticos, gneises migmatíticos, mármoles, gneises calcosilicatados y granulitas ultramáficas intercaladas con granulitas de otros tipos.

A. EDADES DE ROCAS GRANÍTICAS DEL ESTADO AMAZONAS *(Tomado de Barrios y otros, 1985)*			
UNIDADES LITOLÓGICAS	**EDAD Ma**	**MÉTODO**	**Sr^{87}/Sr^{86}**
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 Rapakivi Parguaza, Puerto Ayacucho	1.386±28	Rb/Sr	0.7054
Granito Marieta, Granodiorita, Sipapo	1.340±10	Rb/Sr	0.7139
Riodacita, Guayapo			
Granito Atabapo	1.669±47	Rb/Sr	0.7066
Gneises del Río Venturi 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 Río Atabapo	1.782±72	Rb/Sr	0.7041
Granitoides del Río Casiquiare	1.650±83	Rb/Sr	0.7068
Granitos Intrusivos San Antonio-Tamatama	1.730±133	Rb/Sr	0.6999
Granitos Intrusivos San Antonio-Tamatama	1.520±25	Rb/Sr	0.7050

B. ANÁLISIS QUÍMICO ROCA TOTAL (Peso %) DE ROCAS DE LA PROVINCIA DE AYACUCHO *(Tomado de Barrios y otros, 1985)*										
	Pu 1	**Pu 2**	**Pu 3**	**Pu 4**	**Pu 7**	**Pu 9**	**Pu 10**	**Pu 11**	**Pu 12**	**Pu 14**	**Pu 26**
SiO_2	75.07	71.36	73.00	71.72	76.80	65.26	72.19	72.46	72.28	71.04	66.63
Al_2O_3	12.86	13.39	12.75	13.87	12.21	16.74	13.82	13.40	13.75	14.77	15.39
Fe_2O_3	0.53	0.89	0.28	0.63	0.21	2.79	0.67	0.74	0.77	1.35	1.53
FeO	0.98	1.94	1.11	1.79	0.74	0.92	1.18	1.60	1.48	1.10	1.83
TiO_2	0.16	0.30	0.16	0.33	0.13	0.39	0.33	0.32	0.29	0.29	0.33
CaO	1.10	2.10	1.32	2.29	0.35	2.25	1.67	1.67	1.60	1.74	3.79
MgO	0.23	0.73	0.26	0.56	0.14	0.37	0.43	0.48	0.44	0.43	1.50
MnO	0.06	0.10	0.04	0.07	0.02	0.06	0.08	0.09	0.08	0.07	0.09
Na_2O	3.39	3.40	3.33	3.37	3.04	5.78	3.76	3.76	4.02	3.87	3.69
K_2O	5.06	4.83	3.24	4.83	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	0.29	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**

C. ANÁLISIS QUÍMICO ROCA TOTAL (Peso %) DE ROCAS DE LA PROVINCIA DE CASIQUIARE *(Tomado de Barrios y otros, 1985)*											
	BA 1	**BA 4**	**BA 7**	**BA 8**	**BA 9**	**BA 10**	**BA 11**	**BA 12**	**BA 14**	**BA 15**	**BA 16**
SiO_2	70.07	66.96	67.74	71.45	75.90	76.20	70.67	69.85	72.29	70.49	70.60
Al_2O_3	15.65	13.90	15.41	13.19	12.36	12.40	15.21	14.33	13.97	13.65	13.75
Fe_2O_3	0.97	1.15	0.86	1.10	0.26	0.01	0.89	0.94	0.29	1.09	0.86
FeO	1.69	1.06	2.51	2.50	0.86	0.96	0.31	2.52	2.08	2.56	2.33
TiO_2	0.40	0.48	0.52	0.40	0.17	0.14	0.17	0.42	0.32	0.45	0.41
CaO	2.60	2.86	2.90	2.45	0.90	0.43	1.14	2.90	2.37	2.71	2.73
MgO	0.76	1.13	1.57	0.93	0.16	0.13	0.12	0.92	0.61	0.93	1.04
MnO	0.05	0.01	0.06	0.07	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07
Na_2O	3.18	2.78	3.26	2.47	3.77	3.33	5.01	3.09	2.85	2.91	3.26
K_2O	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**	**99.99**	**100.00**	**100.00**	**100.00**

TABLA No. 23 Edades y análisis químicos de rocas del Estado Amazonas *(Tomado de Barrios, 1985)*

A. ANÁLISIS QUÍMICO ROCA TOTAL (peso %) DE GRANITOS DE SANTA ROSALÍA, ATABAPO, MARIETA Y VENTUARI *(tomado de Rivas, 1985)*											
	5003	**5008**	**10014**	**R 13**	**R 14**	**R 15**	**R 9**	**R 11**	**54-71**	**R 8**	**R 10**
$Si0_2$	73.21	66.24	71.82	71.07	72.32	73.32	70.89	73.67	77.50	76.68	75.55
Al_20_3	14.25	16.64	15.86	15.56	13.94	13.65	13.76	12.53	7.78	12.17	12.03
Fe_20_3	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
$Ti0_2$	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	0.3 2	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
Na_20	3.98	4.11	3.48	3.55	3.86	3.34	2.50	3.05	0.60	3.51	3.80
K_20	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**

B. DETERMINACIONES RADIMETRICAS DE ROCAS DE LA PROVINCIA PETROTECTÓNICA AYACUCHO *(tomado de Rivas, 1985)*				
TIPOS DE ROCAS	**METODO**	**EDAD Ma**	**REFERENCIAS**	**LOCALIDAD**
Granito Rapakivi de El Parguaza	Rb/Sr	1.531±39	Gaudette y otros 1977	LosPijiguaos
Granito Rapakivi de El Parguaza	Rb/Sr	1.372±10	Barrios y Rivas, 1978	San Pedro
Granito de Atabapo	Rb/Sr	2.000±20	Gaudette y otros, 1977	S.Fdo. Atabapo
Aplitas de Atabapo	Rb/Sr	536	Gaudette y otros, 1977	S.Fdo. Ataba po
Aplitas de Atabapo	Rb/Sr	1.696	Gaudette y otros, 1977	S.Fdo. Atabapo
Granito tipo Santa Rosalìa	Rb/Sr	1.952±71	Gaudette y otros, 1977	Sur Cataniapo
Granito tipo Santa Rosalìa	Rb/Sr	1.875±75	Hurley y otros, 1973	Rìo Suapure
Volcánicas tipo Formación Caicara	Rb/Sr	1.730±50	Hurley y otros, 1973	Bebederos
Volcánicas tipo Formación Caicara	Rb/Sr	1.848±35	Barrios y Rivas, 1978	Rio Padamo
Gneises graníticos tipo Supamo	Rb/Sr	1.859±30	Gaudette y otros, 1977	Bajo Ventuari
Granito del Marieta	Rb/Sr	1.314±13	Barrios y Rivas, 1978	Rio Ventuari
Granito Rapakivi del Parguaza	Rb/Sr	1.364±35	Barrios y Rivas, 1978	Caño Cupaven

C. DETERMINACIONES RADIMETRICAS DE ROCAS DE LA PROVINCIA PETROTECTÓNICA CASIQUIARE, EQUIVALENTE DE LA PROVINCIA RÍO NEGRO-JURUENA *(tomado de Rivas, 1985)*				
TIPOS DE ROCAS	**METODOS**	**EDAD Ma**	**REFERENCIAS**	**LOCALIDAD**
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiquiar	Rb/Sr	1.587	Barrios y Rivas, 1978	Guarinuma
Tonalitas " " "	Rb/Sr	1.726	Barrios y Rivas, 1978	Guarinuma
Tonalitas " " "	Rb/Sr	1.630	Barrios y Rivas, 1978	Guarinuma
Tonalita " " "	Rb/Sr	1.702	Barrios y Rivas, 1978	Chamuchima
Migmatitas tipo Complejo Supamo	U/Pb	1.859±30	Olsewski y otros,1977	Minicia-Atabapo
Cuarzo-Monzonita intrusiva	K/Ar (biot)	1.363	Barrios y Rivas, 1978	Chamuchima
Gneises Complejo Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1.923±122	Barrios y Rivas, 1978	Rio Atabap
Augen-gneise C.Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1.414±44	Barrios y Rivas, 1978	Rìo Atabapo
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiquiar	Rb/Sr	1.842±61	Barrios y Rivas, 1978	Rio Casiquiare

TABLA No. 24 Análisis químico y determinaciones radimétricas de rocas del Estado Amazonas *(Tomado de Rivas, 1985)*

Estas últimas y la baja relación Sr^{87}/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, alóctono, que se compone de dos unidades:

- Granulitas de Los Mangos (incluye granulitas ultramáficas, máficas, intermedias y graníticas), y
- Gneises anortosíticos con/sin granate, con/sin ilmenita-magnetita, con una edad por Rb/Sr, roca total de 1.273 Ma ± 100 Ma.

El Gneis de San Lucas, Sur de Bolívar (Colombia), contiene gneises, metagabros y granulitas con una edad U- Pb en circones de 1.124 Ma ± 22 Ma **(Mantilla y otros, 2007).**

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 edad del Complejo de Mitú, pero mucho más jóvenes, de 945 Ma ± 40 Ma por K/Ar, de fines de la Orogénesis Orinoquense (equivalente a la de Grenville). Las rocas del Macizo de Santander pueden resultar ser equivalentes a los gneises, migmatitas y mármoles del Complejo Iglesias de los Andes de Mérida.

Estas rocas deben dar edades más antiguas por los métodos Rb-Sr, U-Pb o Sm/Nd, del orden de los 1.100 Ma -1.200 Ma.

Toussaint (1996) consideró a Colombia geológicamente formada por dos partes:

- Una autóctona representada por la extensión del Escudo de Guayana, como parte del Cratón Amazónico Sur Americano, y
- De cinco terrenos alóctonos agregados o acrecionados sucesivamente al Escudo **(Figura No. 148),** que son los siguientes:

Terreno Andaquí (An): Basamento continental del Macizo de Garzón y la Serranía de La Macarena, del evento Grenvilliano.

Terreno Chibcha (Ch): Cordillera Oriental, Macizo de Santander, parte SE Sierra de Santa Marta, de 1.1 Ga - 1.2 Ga cubiertos discordantemente por rocas sedimentarias marinas del Paleozoico Temprano con intrusiones de edad Jurásico.

Terreno Tahami (Ta): Cordillera Central con rocas sedimentarias cretácicas, y el batolito de Antioquia del Cretácico Superior y posibles remanentes precámbricos (Complejo de Puqui y granulitas de El Retiro).

Terreno Calima (Ca): Con basamento oceánico de 35 km de espesor, Cordillera Occidental y flanco Oeste de la Cordillera Central, con rocas cretácicas oceánicas de arcos insulares y/o plateaux oceánico.

Terreno Cuna (Cu): Basamento oceánico cretácico, Serranía de Baudó, cuenca ríos Atrato y San Juan, borde Cordillera Occidental con rocas oceánicas cretácicas a miocénicas con magmatismo del batolito de Mandé, y pórfidos cupríferos del Eoceno Temprano, asociados a arco insular.

EL PRECÁMBRICO EN COLOMBIA

- En Colombia no se han reconocido aún rocas de edad Arqueozoico.
- Las orogenias registradas son: Transamazónica, eventos Parguazensis, Grenville o Nickerian y Brasiliano-Pan Africano para terrenos precámbricos, que dieron lugar hacia 2.0 Ga, 1.6 Ga, 1.0 Ga a la formación de los supercontinentes Atlántica, Columbia y Rodinia y la disrupción de Rodinia a partir de 0.75 Ga, respectivamente.
- Las principales unidades aflorantes del Precámbrico de Colombia son: Complejo de Mitú, granitos anorogénicos de Mitú y Vaupés, Grupo Tunui, Granito de El Parguaza, Formaciones La Pradera y Piraparano, Grupo o Complejo Garzón, Gneis de Dibulla, Complejo Migmatítico de Nariño, Granulitas de los Mangos (SNSM), gneis de Uray, gneis de Bucaramanga, Gneis de San Lucas, Anfibolita de Tierradentro, Complejo del Davis, Complejo de Puqui y Grupo El Retiro **(Figura No. 148).** El modelo esquemático de la evolución precámbrica de Colombia incluye lo siguiente:
- Formación de un núcleo continental Arqueozoico (hasta ahora desconocido).
- Crecimiento continental por agregación de terrenos alrededor del Arqueozoico, en 2.0 Ga, 1.6 Ga y 1.0 Ga.
- La situación durante el Grenvilliano nos muestra que Suramérica estaba unida a Norte América mediante la acreción de tres terrenos: terreno Andaquí, adosado al Cratón Amazónico Suramericano, terreno Chibcha en el medio acrecionado al terreno Andaquí, y terreno Grenville adosado al Cratón de Norteamérica y en contacto con el terreno Chibcha.
- En pocas palabras, al aloctóno terreno de Mitú, reactivado durante la orogénesis Transamazónica, se adicionaron tras las colisión de NA con SA, durante el Grenvilliano o Nickeriano, los terrenos del Macizo de Garzón-Sierra La Macarena-Macizo de Nariño, mientras que a las provincias Superior y Slave de Canadá se adicionaba el terreno Grenville.
- Luego de la separación de NA de SA por la disrupción del Supercontinente Rodinia (<750 Ma), el borde NW de Sur América, Colombia, quedó integrado por Mitú-Santander-Garzón-La Macarena-Nariño, y parte de Grenville quedó en Sur América (Sierra Nevada de Santa Marta, Sierra de San Luis, etc.), y parte quedó en Norteamérica, desde Texas al Estado de Nueva -York (Los Adirondacks).

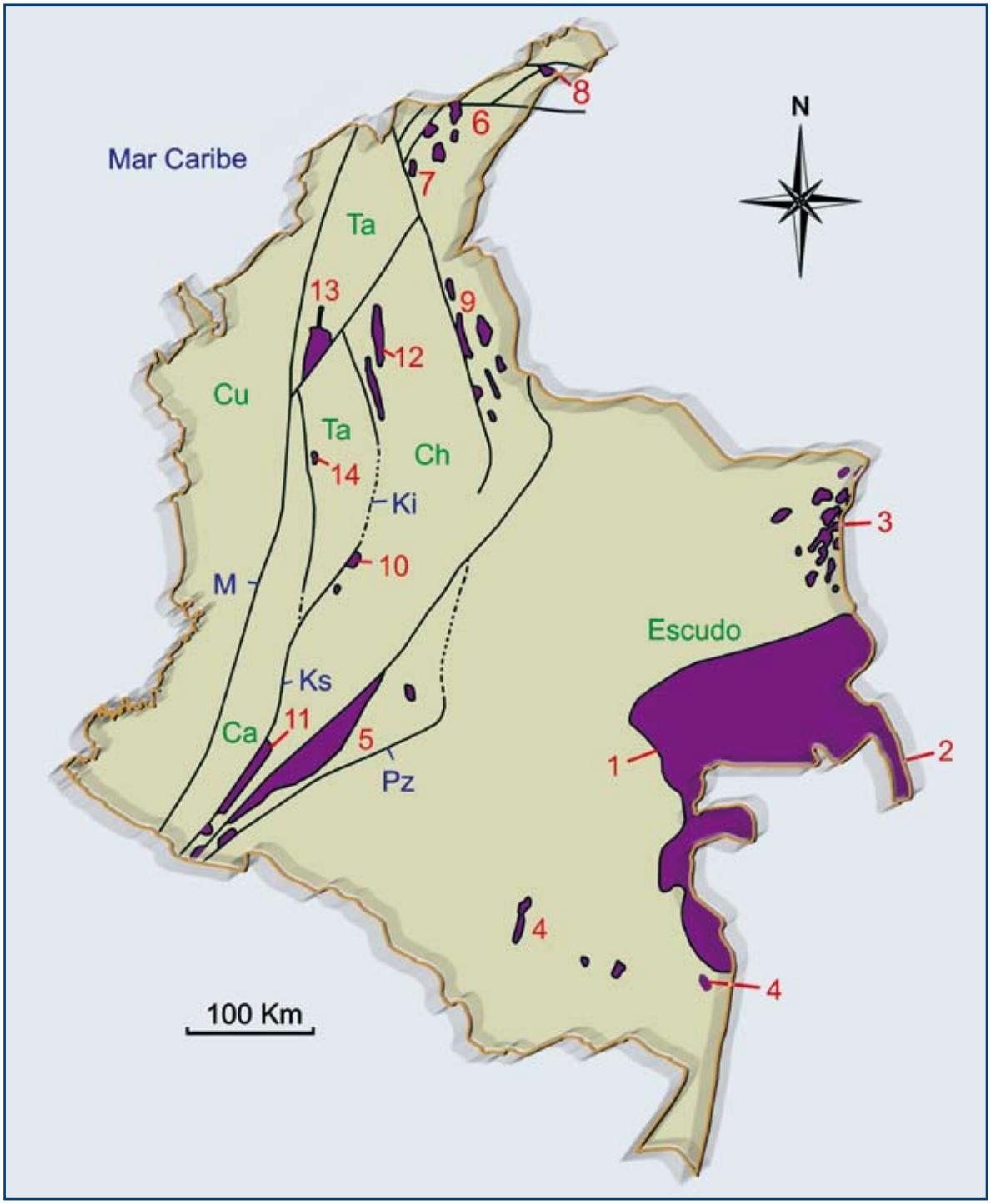


FIGURA No. 159 Mapa esquemático de Colombia indicando los principales terrenos y áreas aflorantes precámbricas *(Tomado de Toussaint, 1993)*
An=Terreno Andaquí Ch=Terreno Chibcha Ta=Terreno Tahamí Ca=Terreno Calima Cu=Terreno Cuna PC=Sutura Precámbrica Pzs=Frontera Paleozoica Tardía Ks=Frontera Cretácica Tardía Ki=Sutura Cretácica Temprana M=Sutura Miocena.
1=Complejo Mitú 2=Gp Tunui 3=Batolito de Parguaza 4=Fm. La Pradera 5=Gp Garzón 6=Gneis de Dibulla 7=Granulitas de Los Mangos 8=Gneis de Uray 9=Gneis de Bucaramanga 10=Anfibolita de Tierradentro 11=Complejo del Davis 12=Precámbrico de la Serranía de San Lucas 13=Complejo de Puquí 14=Gp. El Retiro.

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 sólo originó granulitas en la zona de choque, sino que produjo a distancia una recristalización, reactivación de fallas y cruce de fallas y, en general, un nuevo recalentamiento de las rocas, una nueva puesta en marcha del reloj radimétrico ("resetting"). Esto sucedió hace unos 1.200 Ma ± 100 Ma.

Tal recristalización, zonas de cizallamiento y de reactivación de fallas, se observan al Este y SE de Venezuela (Falla de Gurí por ejemplo) y S-SE de Colombia.

Esta última edad es correlativa con la Orogénesis 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 consideradas para el Complejo de Mitú durante el evento Parguazensis de 1.560 Ma - 1.450 Ma **(Priem y otros, 1982),** estimando que tales rocas de Mitú eran de edad Complejo granítico Supamo de 2.250 Ma.

Lo anterior parece tener cierto soporte, si consideramos que de regreso del Oeste hacia el Este tenemos los gneises de Minicia y Macabana, que eran idénticos a los tipo Complejo granítico TTG de Supamo y del Complejo de Bártica, con una edad > de 2.250 Ma, y que por "resetting", quizás evento Cuchivero o final de la Orogénesis Transamazónica adicional, bajaron a 1.850 Ma y, finalmente, por los eventos Parguazensis y Nickerian, bajaron aun más a 1.750 y 1.450 Ma, con recristalización del borde y parte del núcleo de los circones.

Alternativamente y adicional a lo anterior, contrariamente a lo propuesto por **Toussaint (1966),** el autor piensa que el Complejo de Mitú es totalmente alóctono, acrecionado al borde W-SW del Cratón Amazónico.

La historia al Sur, en Siapa y Alto Orinoco, no es menos compleja, pero además muy poco conocida para hacer fundamentadas sugerencias sobre su formación y evolución, aunque dado el reconocimiento de remanentes de CRV, metasedimentos pelíticos y samíticos asociados con metamorfismo facies anfibolitas, granitos tonalíticos (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. En efecto, CRV de Parima-Cauarane, cuenca del Alto Río Orinoco, dan edades de 2.24 Ga. **(Gaudette y Olszewski, 1996),** pero con edades remanentes o heredadas de más de 2.45 Ga.

Todos estos conjuntos de rocas fueron agrupados como Rocas Proterozoicas sin dividir o sin diferenciar por CVG Tecmin CA-USGS **(Sidder y Mendoza, 1995),** aunque pudiesen hasta incluir rocas de edad Arqueozoico.

A tales rocas, **Barrios y otros (1985)** las separaron en dos dominios o terrenos: el Dominio Ventuari y el Dominio Casiquiare.

El Dominio Ventuari (DV) se extiende por la cuenca del Río del mismo nombre, al Norte y al Este del Río Orinoco en el Estado Amazonas, y comprende rocas volcánicas y plutónicas similares a las de la Asociación Cuchivero, intrusiones tipo Granito Rapakivi de El Parguaza o sus equivalentes, rocas sedimentarias discordantes del Grupo Roraima, algunas rocas 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 m y aún 3.000 m.s.n.m.

El Dominio de la penillanura del Casiquiare se localiza al Sur del Río Orinoco (entre Atabapo y Santa Bárbara) en el Estado Amazonas, está formado por gneises graníticos, migmatitas, equivalentes del Complejo de Mitú, escasos afloramientos de rocas sedimentarias pre-Roraima. Rocas 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 llamadas Complejo Migmatítico de Mitú **(Priem y otros, 1982).**

Las rocas metamorfizadas del dominio Casiquiare presentan de débil a intensa foliación, gneisicas y migmatíticas con textura cataclástica. Los gneises graníticos varían 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 con las asociaciones metamórficas de cuarzo-clorita-muscovita-epidoto-cloritoide y plagioclasa-hornblenda-granate **(Mendoza y otros, 1977)** y localmente FA (como las rocas de los complejos de Supamo y Bártica).

El pico o máximo del metamorfismo y magmatismo sintectónico de estas rocas ocurrió entre 1.880 Ma a 1.780 Ma que **Gaudette y Olszewski (1985)** correlacionan con el Transamazónico, y que corresponde al evento Uatumá, que traslapó en parte el evento Orocaima **(Reiss y otros, 2000)** es decir, posterior al cierre de Pastora contra Imataca y pre-sedimentación de la base del Grupo Roraima, e incluyó intrusiones ligeramente postectónicas como las de la

Asociación Cuchivero en la parte Norte y Sureste del Escudo, con rocas sin o con muy poco metamorfismo, a gneises graníticos a tonalíticos y dioríticos, más antiguos que Cuchivero, desarrollando anfibolitas y migmatitas.

Esa zona de subducción y choque de placas fue desplanzándose hacia el Oeste hasta alcanzar el clímax tectónico-metamórfico en la Orogenia Nickeriana hace unos 1.100 Ma ± 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 Ga - 1.77 Ga, corresponde a intrusiones anorogénicas intracontinentales.

En consecuencia, durante ese intervalo 1.88 Ga - 1.78 Ga el continente Suramericano o Cratón Amazónico tenía un borde Este pasivo, con intrusiones anorogénicas, máficas (Asociación Avanavero) con inicio de la sedimentación de la parte basal del Grupo Roraima, mientras que al otro extremo del Cratón Amazónico, el borde Oeste era activo y la zona de subducción 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 Granulítico de Garzón-Santa Marta con los Andes actuales sugiere que el borde NW del Escudo de Guayana ya era una margen continental activa hace, por lo menos, unos 1.100 Ma ± 100 Ma.

En todos estos eventos, de 1.960 Ma - 1.780 Ma, Evento Uatumá u Orogénesis Transamazónica Tardía; de 1.450 Ma - 1.560 Ma, evento magmático anorogénico Parguazensis y de 1.100 Ma ± 100 Ma, Nickeriano o Grenville hubo 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. El hecho de que el GRP anorogénico esté en contacto con gneises Minicia-Macabana de edades, aun metamórficas diferentes, sugiere traslado y choque continental.

En efecto, la zona donde el Río 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 Ma - 1.560 Ma, versus migmatitas granítico-tonalíticas, tipo Complejo granítico Supamo, aquí designadas con los nombres de gneises y Migmatitas de Minicia, parte del Complejo de Mitú, inmediato al Sur de Atabapo, y gneises y Migmatitas de Macabana, próximo a Santa Bárbara de 1.859 Ma ± 30 Ma **(Tabla No. 24C).** Esta zona marca también el contacto entre los dominios del Ventuari y del Casiquiare (Barrios y otros, 1985), y entre las provincias Maroní-Itacaiunas y Río Negro-Juruena **(Gaudette y Olszewski, 1985),** y fue nombrada por **Mendoza y otros (1977)** como Frente Tectónico o Sutura Atabapo.

Esta zona podría representar, incluso, una triple sutura (Ventuari-Tapajós al NE, Maroni-Itacaiunas al SE y Río Negro-Juruena al SO), donde un "hot spot" hacia 1.6 Ga - 1.4 Ga activó un "rift" continental y emplazamiento de magmas basálticos que se mezclaron con material costral para producir los granitos anorogénicos del Parguaza, y el nacimiento de un nuevo océano que pronto fue abortado (algo parecido ocurrió con los granitos rapakivis de Beijing, China, con un "rift" y océano abortado). Por otra parte, la evolución de una zona de subducción de dirección NE entre los 1.9 Ga a 1.65 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, de geofísica y de geocronología confiables.

La complejidad es aún mayor porque hasta el momento no se ha citado la presencia de dos dominios importantes que ninguno de los autores mencionados los refiere, excepto **Mendoza y otros (1977)** que lo hicieron de una forma muy general. Son ellos, la subprovincia o dominio del Alto Orinoco con asociaciones similares a los CRV del Paleo y Mesoproterozoico 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.

Así pues, es conveniente reagrupar las rocas aflorantes en el Estado Amazonas en cinco provincias o dominios petrotectónicas que **Mendoza y otros (1977)** denominaron de la siguiente forma **(Figura No. 160):** 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 móviles de Maroni-Itacaiunas y Río Negro-Juruena en Brasil **(Priem y otros, 1982; Barrios y otros, 1985),** donde posiblemente

un "hot spot" hacia 1.6 Ga ocasionó la apertura o "rift" continental, el emplazamiento de basaltos altos en alúmina, que mezclados con material de la corteza, diferenciaron granitos rapakivis.

Ese "rift" tuvo por lo menos 500 km de ancho y más de 3.000 km de largo. Recuérdese 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, de un mismo o interconectado sistema de "rifts".

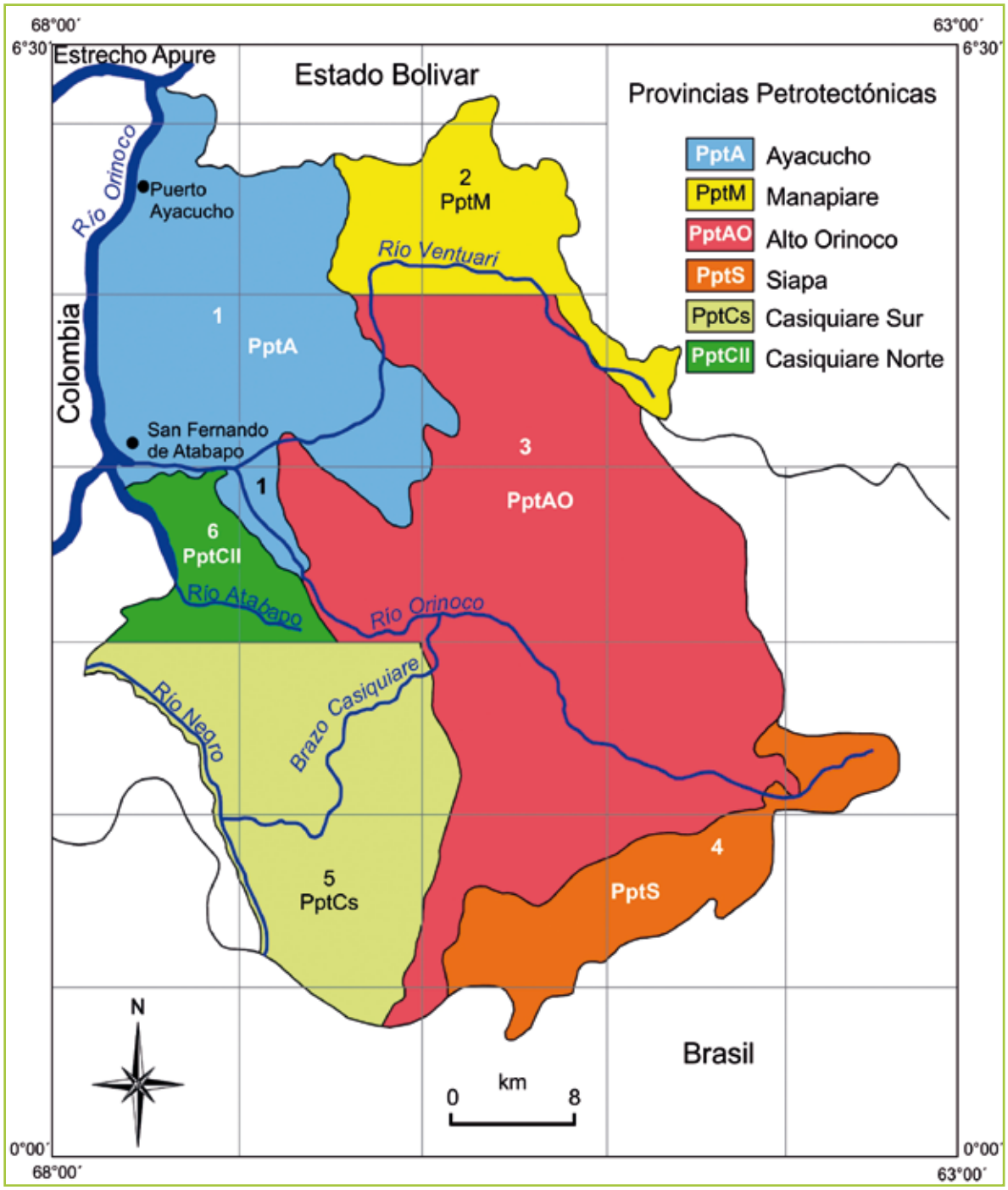


FIGURA No. 160 Provincias petrotectónicas Estado Amazonas *(Tomado de Mendoza, 2000)*

Subprovincia Petrotectónica Ayacucho

La SPA incluye granitos anorogénicos más jóvenes y anteriores a 1.550 Ma, tipo Granito Rapakivi del Parguaza, Atabapo (1.669 Ma por Rb/Sr, roca total), Cuao, Granito del Marieta y facies de éstos, como la Granodiorita del Sipapo y las Riodacitas Porfídicas del Guayapo (1.340 ± 10 Ma, **Tabla No. 24A**), el Granito de Guapuchí, etc., todos ellos intrusivos en un basamento formado por rocas volcánicas, tipo Volcánicas de Caicara y granitos biotíticos, tipo Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero.

Las foliaciones del basamento y fracturas de todas las rocas son N 10º- 30º O, estando cortadas por otras fracturas N 30º-50º E. La intersección de estos sistemas de lineamientos coinciden con la postulada alta triple anomalía tectónica, aeromagnéticas y radimétricas, con posibilidades de localizar depósitos tipo Olympic Dam, en la parte Sur-central del Granito Rapakivi del Parguaza.

Toda la subprovincia sufrió reactivaciones tectonotermales 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.

Los granitos intrusivos, anorogénicos, son epizonales, mientras que los de Cuchivero son mesozonales y las volcánicas son explosivas riolíticas. Geomorfológicamente, la subprovincia presenta planaltos, como el de Pijiguaos, Chivapure, Cataniapo, etc., que por lixiviación tropical lluviosa dio origen a gigantescos depósitos de lateritas alumínicas o lateritas bauxíticas que, **Meyer (2002),** estimó en 6.000 millones de toneladas. Esta cifra puede aumentar más con el potencial bauxítico en esta provincia Ayacucho, en el Estado Amazonas.

Discordante encima de toda la secuencia desde los 6º 30' hasta los 4º de latitud Norte, aparecen "tepuis" de rocas del Supergrupo Roraima, diferentes estratigráficamente unos con otros **(Ghosh, 1977),** 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 ríos Asita y Parucito, tipo Volcánicas de Caicara, y de granitos biotíticos, como los de Kakurí y Parú, tipo Granito de Santa Rosalía de la Asociación Cuchivero, en un basamento bien expuesto en el Río Alto Ventuari, en las cercanías del Cerro Impacto y otras localizaciones, de gneises y migmatitas tonalítico-trondjemíticas-granodioríticas (TTG), similares a las del Complejo granítico TTG 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 Metagabros de Manapiare y Metagabro 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 riolíticas 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 hasta, posiblemente, post edad de intrusiones de kimberlitas de Guaniamo, más bien relacionados con la disrupción de la Pangea y la formación del Atlántico durante el Mesozoico.

Se requiere realizar una serie de estudios tendientes a las determinaciones radimétricas apropiadas que soporten más concretamente esta afirmación. La subprovincia muestra relieve elevado y accidentado, pero menos prominente que el de la subprovincia 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 (1985)** las denominó Complejo Casiquiare equivalente (?) al complejo Mitú 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 o complejo Atabapo-Maroa: compuesta por gneises y migmatitas tonalíticos y trondjemíticos con intrusiones cuarzo-gabroides a tonalíticas, tipo Complejo granítico TTG 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 Gurí, o los del Complejo de El Tinaco en Cojedes, pero que en Amazonas dan edades desde 1.630 Ma a 1.842 Ma ± 44 Ma **(Tabla No 24C).** Y aún más jóvenes.

Asociación o complejo Caño Casiquiare (CC): compuesto de complejos gabroides intrusivos en rocas graníticas gneisicas tonalíticas, migmatíticas, escasamente trondjemíticas o cuarzo monzoníticas con poco o nada de sedimentos asociados, una especie de Complejo granítico TTG de Supamo con mayores componentes máficos.

En los ríos Pasimoni, Yatúa y Baria afloran rocas, del Complejo Casiquiare (CC), entremezcladas de granitos, gneises, tonalitas, metaareniscas, metavolcánicas y rocas básicas, según **Rincón y Zerpa (1992),** y granitos porfídicos de San Carlos. Las edades Rb-Sr roca total del CC son de 1.650 Ma del evento tectónico Río Negro-Juruena. Edades de 1.300 Ma a 1.360 Ma fueron obtenidas por K/Ar en biotitas de rocas del Río Casiquiare.

Asociación o complejo San Carlos-Cucuy: gneises, augengneises 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 es intrusiva en parte de la Provincia Río Negro-Juruena.

En el Río Yatúa afloran, en forma de lajas bajas, granitos de grano medio a grueso, masivos a semifoliados, de color gris rosáceo. En la parte baja del Río Pasimoni aflora un verdadero complejo formado por granitos, gneises máficos anfibolíticos, migmatitas y rocas gabroides.

Desde Maroa hasta la Piedra del Cocuy, a través de los ríos Guainía y Negro afloran los siguientes tipos de rocas: granito biotítico microporfirítico, granito anfibólico, microporfirítico, granito piroxénico microporfirítico, granito biotítico gnéisico de grano grueso, granito biotítico clorítico de grano grueso, granito pegmatítico, gneis granítico, gneis granodiorítico, augengneises y monzodiorita **(Yanez y otros, 1992),** migmatitas ácidas asociadas a granitos tipo TTG. 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 granítico TT de Supamo han sido más tectonizados, y los probables CRV han sido parcial a totalmente erosionados. No existen estudios sísmicos ni magnéticos en que soportar tal afirmación.

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 50º- 60º W y N 10º- 30º E. Al Sur del mismo caño, las tendencias son más irregulares, destacando las NS, EW y N 20º- 30º E. Esta ha sido, hasta el presente, una pobre subprovincia minera si excluimos de la misma el oro encontrado en y próximo al tepuy 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 con el Río Orinoco hasta las nacientes del gran Río Orinoco 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 allí que resulte bastante compleja.

Litológicamente está formada por cuarzo-monzonitas semimasivas o atectónicas, como las de los ríos Parú, Yureba y Marueta, intrusivas en gneises tonalíticos y augengneises como los de Macabana, gneises cuarzo-plagioclásicos-epidótico-biotíticos, granitos trondjemíticos, tonalitas y rocas gabroides, es decir del tipo Complejo granítico Supamo.

Rocas volcánicas riolíticas, 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 granitos que arrojan edades Rb-Sr; rocas total próximas a 1.86 Ga intrusionaron a todas las rocas anteriores **(Gaudette y Olszewski, 1985).** Otras rocas como los granitos recristalizados del Río Cunucununa, de Kiratare y la granodiorita de Jaricheta afloran como cuerpos aparentemente aislados aunque parecen ser en edad postgneises y postmigmatitas tonalíticas de 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 compañía minera brasilera VRD en la década de los años 70. También, relacionados o no a los GRP, se encuentran complejos alcalinos como el de La Churuatá.

En la zona Boca del Río Ocamo-Salto Guaharibos del Alto Orinoco, **Martínez y otros (1992)** distinguen la siguiente secuencia:

- Un basamento formado por gneises granitoides y esquistos cloríticos pelíticos, que afloran en las partes bajas del Río Orinoco, entre Boca del Ocamo y Platanal-Guaharibos. Este basamento está intrusionado por granitos biotíticos circulares;

- Rocas volcánicas y piroclásticas, mayormente riolíticas, y algunas andesíticas, aflorantes en Boca del Río Mavaca, Boca del Río Ocamo y arriba del Salto Guaharibos. Estas rocas cubren el basamento gnéisico y son del tipo rocas Volcánicas de Caicara; y

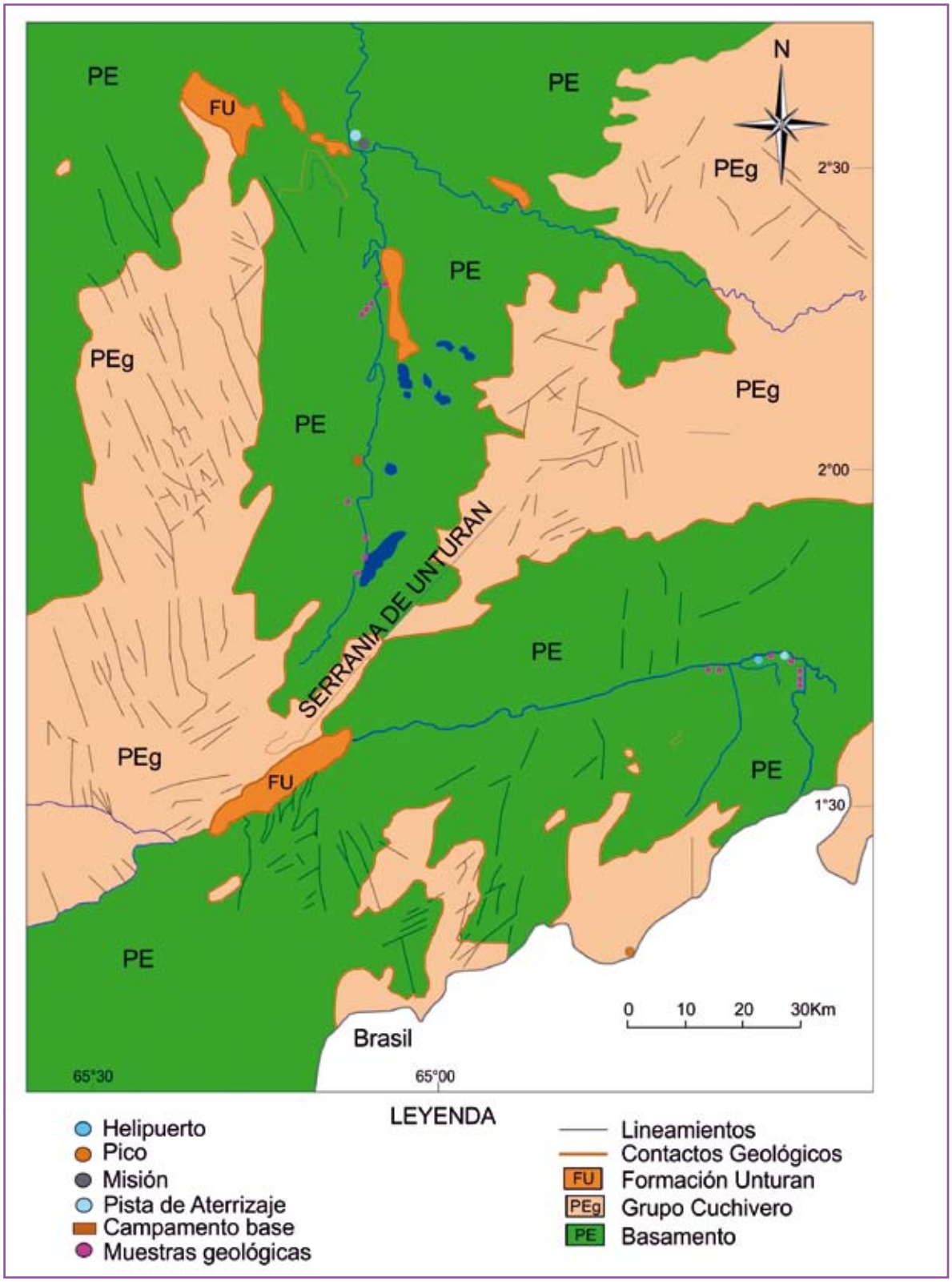


FIGURA No. 161 Reconocimiento geológico del área de Tirapecó, Estado Amazonas, mostrando las áreas ocupadas por los afloramientos de cuarcitas de la Formación Unturán *(Tomado de Ascanio y Scherer, 1989)*

- Por encima de las rocas volcánicas y plutónicas del tipo Asociación Cuchivero, yace discordantemente una secuencia metasedimentaria que aflora en las filas alargadas desde la Boca del Río Mavaca hasta sus cabeceras, y que también afloran en el área de Platanal y Guaharibos. Parte de estas rocas fueron identificadas por **Ascanio y otros (1989)** como Formación Unturán.

En el área del Río Cunucunuma-Tepuys Duida-Marahuaca, **Martínez y Martínez (1992)** identificaron rocas de las subprovincias petrotectónicas del Casiquiare, Alto Orinoco y de la Provincia Roraima. Las rocas pertenecientes a la Subprovincia petrotectónica del Alto Orinoco muestran dos tipos de granitos: **1.** Granitos tectonizados del Alto Río Cunucunuma, y **2.** Granitos anorogénicos, rapakivis tipo Parguaza.

Los granitos del alto Río Cunucunuma, son de grano grueso, con epídoto y vetillas de epídoto, 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. El autor no descarta que este sea un caso similar al del Granito de Guaniamito, anorogénico, pero convertido en gneis, por ser atravesado por la Falla de Cabruta, es decir que los granitos del alto Río Cunucunuma representan granitos anorogénicos, equivalentes al GRP, pero fuertemente alterados, epidotizados y tectonizados por efecto de la gran falla de dirección NW que, incluso, cortó parte del tepuy Duida, y que al parecer está también asociada a complejos alcalinos y depósitos de uranio.

En efecto, esta muy importante zona está cruzada por una gran falla regional de rumbo NW-SE, asociada a la cual los granitos han sufrido fuerte cataclasis y cizallamiento y, posiblemente, removilizaciones hidrotermales con algún contenido de uranio. Prospección con contadores radimétricos se recomienda para esta área. A lo largo de esta gran zona de cizalla se localizan complejos alcalinos de La Churuata y Parima.

A unos 3 km aguas arriba del salto Takudi Shado se observan en el Granito de Cunucunuma intrusiones aplíticas y de granitos tipo rapakivi. Los granitos rapakivi son de grano muy grueso en el área Belén-Culebra con feldespatos de textura rapakivis wiborgita 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 Río Cunucunuma en el Orinoco, pasa el contacto entre las subprovincias Alto Orinoco al N-NE y Casiquiare al S-SW. La subprovincia Casiquiare, aquí se compone de granitos semifoliados de grano medio y de gneises graníticos.

El Grupo Roraima en el tepuy Duida fue dividido por **Martínez y Martínez (1991)** en tres grandes miembros que revisaremos en el próximo capítulo sobre Roraima, en la parte de Amazonas.

En el área comprendida entre la Boca del Río Ocamo en el Río Orinoco y el Salto Guaharibos en el alto Orinoco **(Martínez y otros, 1992),** aflora un basamento de rocas gneisicas graníticas de grano medio a grueso y esquistos cloríticos cubierta por lavas y rocas piroclásticas félsicas y andesíticas, y granitos comagmáticos, tipo Asociación Cuchivero, desde el Ocamo, Mavaca y Alto Orinoco.

Por encima de esta secuencia, afloran discordantemente rocas metasedimentarias clásticas que ocupan filas alargadas desde la boca del Río Mavaca, pasando por Platanal y Guaharibos, equivalentes a la Formación Unturán de **Ascanio y otros (1989).**

Esta subprovincia registra un marcado tectonismo de dirección NE, con fuerte cizallamiento, que ha originado un graben a lo largo del Río Ocamo y un horst entre los ríos Ocamo y Matacuni. Estos bloques están limitados por un extenso cizallamiento de dirección NW que controla los cursos de los ríos Alto Orinoco y Putaco.

A 10 km, aguas arriba desde la desembocadura del Río Ocamo, afloran rocas volcánicas, tipo andesita, de color gris verdoso, afanítica, con algunos fenocristales de plagioclasa. Estas rocas se encuentran en contacto con bloques rectangulares, graníticos, del tipo Granito de Santa Rosalía.

Entre Platanal y arriba del Salto de Guaharibos, **Martínez y otros (1992),** identificaron cuarcitas conglomeráticas con clastos de cuarcitas macizas, recristalizadas, que **Séllier (1966)** denominó "Facies Guaharibos" y que están cubiertos por unos 300 m de areniscas macizas, silicificadas, del tipo Formación Unturán, que están tectonizadas y contienen moscovita. Igualmente, afloran cerca de las cuarcitas de Unturán tobas y lavas félsicas del tipo riolítico de las Volcánicas tipo Caicara, de la Asociación Cuchivero. Secuencia similar, meta-sedimentos con volcánicas tipo Caicara fue observada por **Ghosh (1977).**

También aguas arriba de Platanal en el alto Orinoco y, especialmente hacia sus cabeceras afloran lavas andesítico-basálticas del tipo Metalava tholeiítica, El Callao, 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, 1996),** continuando esta secuencia 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 del gran Río Orinoco.

Hacia Parima y cabeceras del alto Orinoco afloran domos graníticos, tipo Surucucú, y granitos rapakivi tipo El Parguaza. Depósitos de casiteritas, y otros elementos asociados, fueron explotados en Surucucú en la década de los años 1970 por compañías y mineros brasileros, que tuvieron que abandonar el área por el hostigamiento de las aborígenes guaicas del lugar. Esta zona puede contener, además, importantes depósitos de coltan y litio.

Yánez (1992) menciona hacia esa zona los complejos metamórficos de Parima (equivalente del Complejo granítico Supamo?) y de Uraicoera en su equivalente en Brasil, pero sin definirlos geológicamente. La asociación máfica 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 20º - 40º 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.

Subprovincia Petrotectónica del Siapa

La subprovincia petrotectónica del Siapa se extiende desde la divisoria de aguas del Alto Orinoco y las de su afluente Río Mavaca con las del Río Siapa. Tiene la misma tendencia estructural que las provincias Imataca y Kanukú (N 60º - 70º 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-estaurolíticos-granatíferos y de 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 90º (Vila Nova de tendencia N 30º - 50º W, Siapa de tendencia N 60º - 70º E), sobre un basamento de gneises tonalíticos y trondjemíticos, y migmatitas equivalentes. Toda la secuencia infra y supracostral ha sido intrusionada por granitos y granodioritas anorogénicas o postectónicas (<1.700 Ma) y granitos anorogénicos más jóvenes (≤1.600 Ma).

Una cubierta metasedimentaria intercalada con rocas metapiroclásticas riolíticas pre-Roraima, denominada Formación Unturán **(Ascanio y Scherer, 1997)** se localiza debajo del Grupo Roraima y se extiende hasta Neblina, en el límite de Brasil con Venezuela **(Figura No. 161).** El basamento de Neblina lo constituyen remanentes de TTG-CRV, metamorfizados en la FEV y anfibolita.

Otras Zonas Equivalentes a Cuchivero-Amazonas en el Escudo de Guayana

TAPAJÓS-PARIMA (BRASIL)

Durante el Orosirian se amalgamaron varios continentes formando los supercontinentes Amazonia y Laurentia, bajo las orogenias Tapajós-Parima y Trans-Hudsoniana, respectivamente. El desarrollo de estas orogenias se corresponde con fases del Transamazónico como una fase mayor del ensamblaje del Supercontinente Atlántica.

La Provincia Tapajós-Parima es un cinturón orogénico de edad Paleoproterozoico, de "trend" N-NW que incluye rocas graníticas de edad 2.1 Ga a 1.87 Ga, y fue dividida en cuatro dominios por **Santos y otros (2000):**

- Dominios Parima y Uaimirí al Norte, y
- Dominios Azevedo y Tapajós al Sur

La **Provincia Geológica de Parima,** en el Estado Roraima, limitando con el Sur de la Guayana venezolana, se divide en cuatro dominios:

Surumú: formado por rocas volcánicas félsicas e intermedias

Parima: granitos rapakivis de 1.55 Ga a gneises y anfibolitas de Urariquera de 2.2 Ga

Central Guyana: constituida por granulitas, granitoides, restos CRV-TTG

Uatumá-Anauá: TTG con anfibolitas y xenolitos máficos, granitos anorogénicos como los de Agua Boa, Mapuera-Abunari, Granito de Martines Pereira.

El Paleoproterozoico en esta provincia evolucionó a través de dos orogenias:

• Orogenia Anauá, de 2.000 Ma, con TTG (Tonalita de Anauá de 2.008 ± 9 Ma) y metavolcánicas de Caurane, primitivo arco del SE de Roraima con desarrollo de cuenca detrás del arco, y

• Engrosamiento de la corteza y anatexis para originar granitos calcoalcalinos con alto contenido de K_2O (granitos Martines Pereira y Serra Dourada de 1.97 Ga a 1.96 Ga) y leucogranitos delgados de 1.9 Ga.

ALTO JAURU	CACHORERINHA	RÍO ALEGRE	SANTA HELENA	CORRIMIENTO AGUAPEI
Tonalitas y Granitos 1.79 - 1.75 Ga Ambientes de Arcos				
	Tonalitas y Granitos 1.59 - 1.52 Ga Ambientes de Arcos			
		Basaltos Tipo MORB, BIF, cherts de 1.51 Ga Tonalitas y granitos de 1.73-1.75 Ga arcos islas		
			Granodioritas y granitos 1.45-1.42 Ga de Ambientes de Arcos	
Magmatismo Intracontinental Granitos Rapakivis y Rocas Máficas Depósito Grupo Aguapei	Depositación del Grupo Aguapei	Depositación del Grupo Aguapei	Depositación del Grupo Aguapei	Depositación del Grupo Aguapei

TABLA No. 25 Correlación de eventos acrecionales, plutonismo anorogénico y sedimentación en el SW del Cratón Amazónico, Mato Grosso, Brasil *(Tomado de Santos y otros, 2000)*

TIPOS DE ROCAS	EDADES EN Ma	METODOS
Riolitas del Grupo Irocoumé	1.888 ± 3	Pb-Pb
Granito Agua Boa	1.689± 19	Rb-Sr
Granito Madeira	1.834± 6	U-Pb en circòn
Granito biotitico Madeira	1.810 ± 6	U-Pb en circòn
Granito albitico Madeira	1.793 ± 19	U-Pb en circón
Granito rapakivi Agua Boa	1.798 ± 10	U-Pb en circón
Granito albititico Agua Boa	1.782 ± 4.6	Ar .- Ar
Granito topàcico Agua Boa	1.815 ± 10	U-Pb en circón
Greisen asociado a granito Agua Boa	1.783 ± 5.2	Ar – Ar
Granito Europa	1.829 ± 1	Pb – Pb
Granito rapakivi Madeira	1.824 ± 2	Pb – Pb
Granito rapakivi biotitico Madeira	1.822 ± 2	Pb – Pb
Granito porfiritico, hipersolvus, Madeira	1.818 ± 2	Pb - Pb

TABLA No. 26 Cuadro de edades de rocas graníticas en la mina Pitinga, Brasil *(Tomado de Juliani y otros, 2008)*

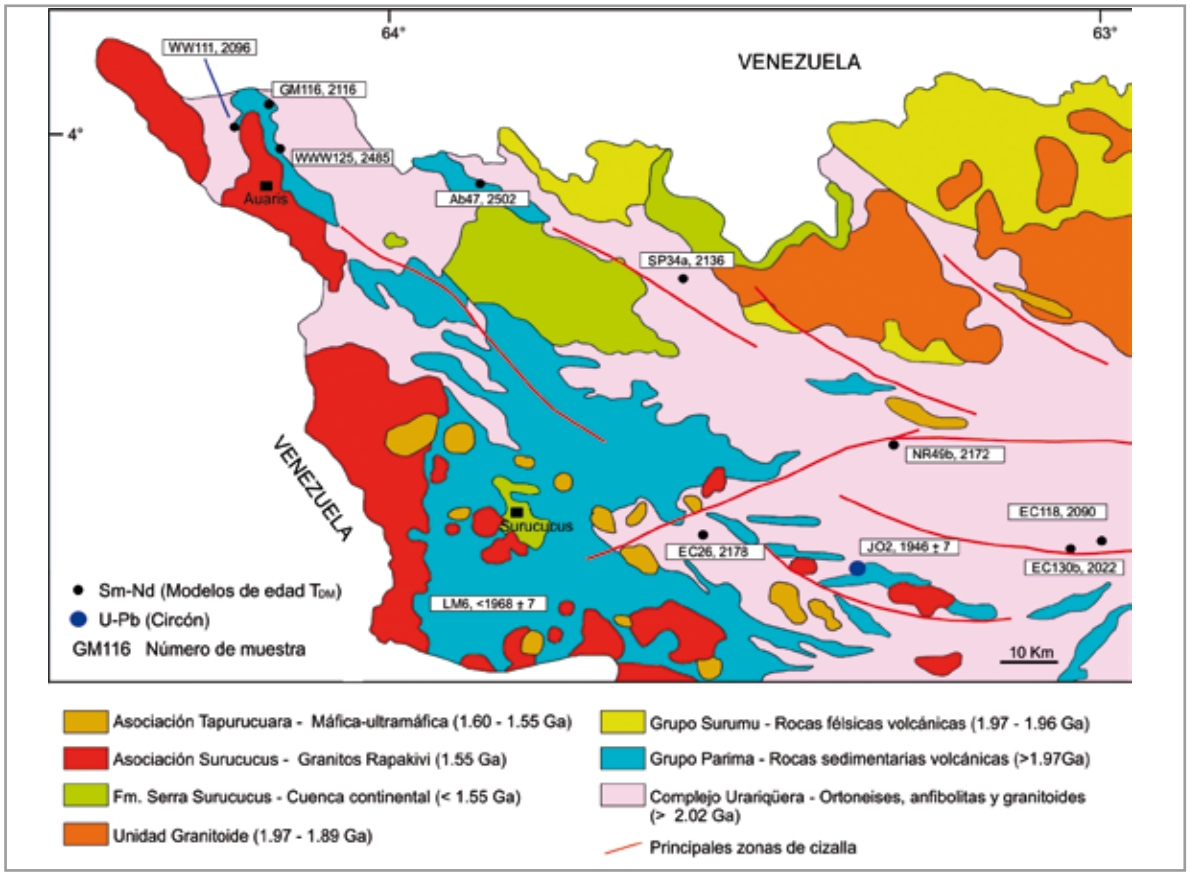


FIGURA No. 162 Mapa geológico generalizado del Estado Roraima de Brasil, mostrando las localizaciones de muestras datadas *(Tomado de Santos y otros, 2004)*

Reis y otros (1999) demostraron aquí varios hechos importantes para la Geología de Guayana, a saber:

1. Que existe una relación comagmática de las rocas volcánicas de Surumú e Iricoumé con los granitos tipo I de Pedra Pintada y Agua Branca, aunque puede haber una diferencia de edades entre las rocas volcánicas y plutónicas de hasta más de 20 Ma.

   Algo similar propusieron **Mendoza y otros (1977)** para las rocas volcánicas de Caicara y los granitos de Santa Rosalía y San Pedro, de la Asociación Cuchivero de Venezuela.

2. Que a través del Norte del Escudo de Guayana, las rocas volcánicas, de Surumú al Norte y de Iricoumé al Sur, se correlacionan con las rocas volcánicas de Caicara y Pacaraima de Venezuela, con las de la "Formación" Dalbana de Suriname y las del "Grupo" Burro Burro de Guyana, de la "Formación" Iwokrama al Norte y del "Grupo" Cuyubini al Sur de Guayana. **Mendoza y otros (1977)** ya habían propuesto la misma correlación hacía varios años antes.

3. Que las formaciones Los Caribes de Venezuela, Muruwa de Guyana y Ston de Suriname, se depositaron como facies molasoides, simultáneas a la formación de arcos magmáticos y del emplazamiento de rocas volcánicas y plutónicas comagmáticas, tipo Andes, vale decir de la Asociación Cuchivero y sus equivalentes en el Escudo de Guayana, indicativo del final de la Orogénesis Transamazónica, en el tope de cinturones plegados y fallados inactivos, es decir, sobre cinturones de rocas verdes-asociaciones TTG.

De allí el carácter postcolisional a sintectónico muy tardío, y en parte postectónico, de volcánicas como las de Surumú, Caicara, etc., y sus facies comagmáticas plutónicas. Este evento fue designado por Reis como Evento Orocaima (1.98 Ga - 1.88 Ga).

Esto explica la intercalación de lavas y de tobas volcánicas, tipo Caicara, con metasedimentos de ambientes mayormente continentales, aflorantes en el Dominio Ventuari de Venezuela, y también explica la intercalación de ignimbritas riolíticas con metasedimentos y depósitos de dumortierita de Morichal Negro, al Norte de Caicara, cerca de la localidad tipo de esas rocas volcánicas.

Todo lo anterior da nuevamente la razón a **Ghosh (1977)** de excluir a la Formación Los Caribes del CRV del Grupo Botanamo y de lo inválido de tal grupo, y lo peligroso de sugerir correlaciones distantes, puramente litológicas o de asociaciones de rocas.

En la Región de Parima según **Santos y otros (2004)** afloran las siguientes unidades litotectónicas con edades que van desde los 2.02 Ga a los 1.55 Ga:

- Asociación Surucucus de granitos rapakivis, tipo Parguaza, de 1.55 Ga
- Asociación Máfica-Ultramáfica de Tapuruquara, de 1.6 Ga a 1.55 Ga, tipo Avanavero
- Formación Serra Surucucus, de ≤1.55 Ga
- Rocas granitoides calcoalcalinas de 1.97 Ga a 1.89 Ga, tipo Cuchivero
- Rocas volcánicas del "Grupo" Surumú de 1.97 Ga a 1.96 Ga, tipo volcánico de Caicara, equivalentes aquí a las Volcánicas de Icabarú.
- Rocas volcánicosedimentarias del "Grupo" Parima, de >1.97 Ga, o pre-Roraima o Fm Unturán
- Complejo Urariquera, de ortogneises, anfibolitas y TTG, de >2.02 Ga tipo Complejo granítico TTG Supamo, con una edad Sm-Nd de 2.178 Ma a 2.022 Ma.

En resumen, en Parima las rocas del basamento, Complejo de Urariquera y del "Grupo" Parima, cuyas relaciones entre sí se desconocen, fueron intrusionadas por rocas máficas-ultramáficas de la Asociación Tapuruquara y granitos rapakivis de Surucucus.

Todas estas rocas fueron cubiertas discordantemente por sedimentos anorogénicos, de edad post-Supergrupo Roraima, de la Formación Serra de Surucucus. Estas rocas son típicas del tipo tepuys ocupados por la Formación Mataui, situación y relación similar a la de Parima; también se observa en el Río Cuao, cerca de Puerto Ayacucho, Venezuela.

Las andesitas de Prainha (Pb-Pb: 1.946 Ma ± 7 Ma) parecen ser algo más jóvenes e intrusivas en rocas del "Grupo" Surumú, aunque **Mendoza (1974)** demostró que las metabasitas de Caicara eran comagmáticas con las riolitas de Caicara y que ello era típico, es decir, el magmatismo bimodal, de arcos magmáticos continentales.

La **Región de Tapajós** pertenece al Orógeno Tapajós-Parima **(Figura No. 162),** formada entre 2.05 Ga a 1.88 Ga, en parte post-Transamazónico (2.26 Ga - 2.01 Ga, según **Santos y otros, 2003**).

El Orógeno Tapajós, de tipo acrecionario Andes en el cual, corteza oceánica, con/sin arcos de islas encima, colidió contra la corteza continental, tipo Andes, está constituido por cinco arcos de naturaleza calcoalcalinas, orogénica que de más jóvenes a más antiguos **(Santos y otros, 2004)** que con las otras unidades postorogénicas, conforman la siguiente sucesión:

Unidades no Orogénicas

Magmatismo relacionado a plumas de calor de Teles Pires y Crepori: 1.790 Ma - 1.760 Ma, como las Diabasas Crepori (1.789 Ma - 1771 Ma,) que son tholeiitas continentales formadas en un "rift" continental, y la Asociación intrusiva Teles Pires (1.793 Ma - 1767 Ma,) de granitos anorogénicos, rapakivis. Ambos conjuntos se formaron en un ambiente de "rift" continental, asociado a plumas de calor.

Cuenca intracratónica Palmares: 1.850 Ma - 1.800 Ma de areniscas, arcosas, conglomerados, tobas félsicas y lutitas rosadas, de ambiente fluviocontinental y depósitos piroclásticos.

Mineralización Aurífera: 1.860 Ma - 1.855 Ma al final y luego del cierre del ciclo orogénico.

Magmatismo post-orogénico de Uatumá: 1.881 Ma - 1.860 Ma granitos anorogénicos (Maloquinha, etc.), sienogranitos, formados por segregación magmático o "underplating¨ o en "rift "continental.

Volcánicas de Ririí: 1.874 Ma - 1.870 Ma, riodacitas, andesitas, latitas, tobas, brechas y

Asociación postorogénica: aglomerados formados al comienzo del "rifting" continental.

Unidades Orogénicas

Arcos desarrollados durante la Orogenia Tropas:
1.907 Ma - 1.877 Ma:

- Arco Paraguarí: 1.885 Ma - 1.877 Ma Arco magmático continental con monzogranitos, sienogranitos, gabros y anortositas.
- Arco Tropas: 1.907 Ma - 1.886 Ma Arco de islas con tonalitas, Granodioritas, receptoras de mineralización aurífera, y tobas félsicas.
- No record: 1.908 Ma - 1.956 Ma.

Arcos originados durante la Orogenia Mundurucus: 2.040 Ma – 1.957 Ma:

- Arco Creporizao: 1.980 Ma - 1.957 Ma Arco magmático continental de granodioritas y basaltos.
- Arco Cumaru o Jamaxim: monzogranitos, rapakivis o seudorapa-

kivis de: 2.001 Ma – 1.986 Ma Arco magmático continental (?).
- Arco Cuiú-Cuiú: 2.040 Ma – 1.998 Ma. Arco de islas con TTG y basaltos.
- Grupo Jacareacanga: 2.020 Ma – 2.000 Ma, turbiditas, cherts, BIF sedimentación de la cuenca.
- Turbiditas Sai-Cinza: detrás del arco de islas y del "trench" o surco.
- Grupo Jacareacanga: >2.020 Ma, metabasaltos oceánicos, derivados de corteza oceánica.
- Basalto Tapuru formado en un "ridge" oceánico (basaltos tipo N-MORB).

Todas las edades anteriores fueron determinadas por U- Pb en circones. Las rocas graníticas Jamaxim han sido previamente cartografiadas, bien como granitos de la Asociación Paraguari o, bien como de la Asociación Creporizao.

Diagramas $(Nb/Zr)_N$ versus Zr, muestran que los gneises del Complejo Cuiú-Cuiú pertenecen al campo calcoalcalino de rocas formadas en zona de subducción, lo cual también se induce por su alta relación Nb/Zr >1.

Las rocas graníticas de la Asociación Creporizao muestran una relación Nb/Zr cercana a uno y relativos bajos contenidos de Zr (90 ppm - 300 ppm), de zonas de subducción a borde continental activo o arco magmático, o zona intraplaca continental.

El Granito Paruari cae en el campo colisional o de arco magmático. El Granito Maloquinha se plotea en el campo colisional de rocas alcalinas. Los granitos Martines Pereira y Serra Dourada caen en el campo de granitos postcolisión, de arco magmático, tipo Andes.

Se concluye en este punto, que la mayoría de los arcos son magmáticos continentales, y la evolución y crecimiento fue del tipo Andes.

Los tres primeros arcos (Cuiú-Cuiú, Jamaxim y Creporizao) son más antiguos y se desarrollaron durante la Orogenia Mundurucus (OM) (2.040 Ma - 1.957 Ma), aunque pudo haber sido tan antigua como 2.100 Ma en Jacareacanga. Los dos últimos arcos (Tropas y Paraguari) se originaron durante la orogenia más joven Tropas (1.906 Ma - 1.886 Ma) separadas unos 50 Ma de la OM. Ambas orogenias comenzaron con un arco de islas y concluyeron con un arco magmático de borde continental activo, tipo Andes.

No hay evidencias de colisión continente versus continente, lo cual también se infiere por la ausencia de granitos tipo S, de paragneises y granulitas. La colisión fue de placa oceánica, vía subducción por su mayor densidad, versus placa continental, tipo Andes.

La evolución magmática del Dominio Tapajós propone una subducción entre 2.010 Ma a 1.970 Ma, y en 1.970 Ma comienza un arco magmático continental de Crepori. Posiblemente antes de 2.010 Ma se originó otro arco de islas para explicar el arco de Cuiú-Cuiú.

Las rocas más jóvenes orogénicas del Dominio Tapajós son de alrededor de 1.880 Ma por U-Pb en circones (Asociación Paraguari, Gabro Ingarana y Anortosita Jutaí) y dado que los gneises más antiguos, del tipo Complejo granítico Supamo, Bártica, etc., del Dominio Ventuari cercanos a San Fernando de Atabapo, Venezuela, tales como los gneises migmatíticos de Macabana y Minicia, según **Santos y otros (2004)** registran una edad U-Pb en circones de 1.840 Ma a 1.820 Ma, resultan ser de edad post-tiempo Tapajós, al menos de reactivación o "resetting", y por ello la correlación propuesta por **Tassinari y Macambira (1999)** del Dominio Tapajós con el Dominio Ventuari, es inválida porque este último es más joven y representa en realidad una extensión de la provincia Río Negro.

A este respecto ya el autor describió en páginas anteriores sus puntos de vista, y refirió cómo, precisamente, esos gneises de Macabana-Minicia marcan la zona de colisión de al menos dos y aún quizás tres provincias geológicas y la recristalización sufrida por los mismos, con lo cual la edad U-Pb en circones, sólo refleja eventos de recristalización más intensos, pudiendo ser la edad de metamorfismo original tan antigua como 2.2 Ga o, más antigua aún, es decir la edad de gneises de Bártica, Supamo, etc.

Esto es algo parecido a lo ocurrido en 1.2 Ga - 1.0 Ga con la Orogénesis de Grenville y las múltiples colisiones de placas continentales que registró, aunque en el caso que nos ocupa, fue de menor intensidad.

Las tendencias estructurales de esta subprovincia son muy variables y complejas, aunque predominan las N 30º-50º W, NS, y N 50º-70º E.

Las fallas NW son las más jóvenes o se reactivaron en/o después del Nickeriano ya que, incluso, atraviesan los grandes tepuys, como el Duida-Marahuaca, el mayor en altura y en volumen de todos los tepuys 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 dacítico-andesíticas, como en La Esmeralda.

Estas formaciones pre-Roraima son parecidas, en cierto modo, a la Formación Urico de **Alberdi y Contreras (1995)** y a la Formación Ichún de **Briceño y otros (1989).**

Provincia Geológica Roraima

GENERALIDADES

Las cuencas sedimentarias proterozoicas en el Cratón Amazónico, se dividen en dos grupos: **(Leite y Souza Saes, 2003):**

1. De "rift" o aulacógeno con magmatismo félsico-volcánico-piroclástico y sedimentos continentales, asociados de 1.9 Ga a 1.8 Ga de los "grupos" o Asociaciones Cuchivero, Surumú/Iricoumé, Uatumá e Iriri, emplazados y depositados sobre un basamento arqueozoico y

2. Sedimentación molásica, post-Transamazónica, continental fluvial a deltáico-marina somera de los grupos sedimentarios Roraima, Gorotire, Beneficente, Acari y Cubencranquém, Iwokrama/Dalbana, etc., depositados en dos cuencas diferentes, asimétricas y localmente grabens como el de Cachimbo entre 1.8 Ga a 1.4 Ga.

Así, discordantemente sobre las volcánicas de Teles Pires y sus equivalentes (Volcánicas félsicas de Caicara, entre otras) se depositaron:

- El Grupo Beneficiente y sus equivalentes (Grupo Roraima, entre otros) de 1.8 Ga -1.4 Ga y discordantemente encima de él.

- Siguió la secuencia en una segunda cuenca la de Caiabis/Aripuaná, con la sedimentación del Supergrupo Dardarnelos y sus equivalentes (Grupo Neblina, entre otros) formados por los grupos Calabis, Mirim, Hanchaca, Aguapié y Sunsas, entre Brasil y Bolivia, de 1.3 Ga - 1.0 Ga, y discordante sobre este último, culminó la sedimentación de unidades post-Sunsas.

El Grupo Beneficente, de unos 1.000 m de espesor aproximadamente, aflorante en los valles de los ríos Aipuaná y Dardanelos rellenando el Graben de Cachimbo **(Leite y Souza Saes, 2003)** discordante sobre las volcánicas y piroclásticas félsicas de Teles Pires de 1.77 Ga - 1.78 Ga por U-Pb, se compone de dos unidades: una inferior, samítica, denominada Unidad Terrígena, y otra superior, pelítica, conocida como Unidad Clasto-Química.

La Unidad Terrígena (unos 450 m de espesor) presenta una parte inferior formada por conglomerados polimíticos con bloques de rocas volcánicas de Teles Pires, areniscas con estratificación cruzada y areniscas conglomeráticas, y una unidad superior de areniscas laminadas, con estructuras festoneadas intercaladas con limolitas.

La Unidad Clasto-Química de unos 550 m, aproximadamente de espesor, está compuesta de una parte inferior integrada por limolitas laminadas intercaladas con lentes calcáreo-dolomíticos y rocas argilíticas, y de una parte superior dominada por areniscas calcáreo-dolomíticas interestratificadas con lutitas negras. En la base de este miembro se localizan estromatolitos silicificados.

La secuencia Dardanelos es compleja y variable dependiendo del sitio donde se localiza. Así, en la cuenca Caibis/Aripuaná, Brasil, el Grupo Caiabis, de unos 400 m de espesor aproximadamente, descansa discordantemente sobre las rocas volcánicas y piroclásticas de Teles Pires y, de abajo arriba, se compone de las formaciones Arinós y Dardanelos.

La Formación Arinós representa la parte basal del Grupo Caiabis y se compone de conglomerados y areniscas conglomeráticas y areniscas con estratificación cruzada.

La Formación Dardanelos, de unos 300 m de espesor, aproximadamente, está integrada por areniscas con estratificación cruzada y algunas lutitas.

En la cuenca Aguapie, al SE de Mato Grosso, Brasil, la Asociación Dardanelos está integrada por el Grupo Aguapie, distribuido de abajo arriba por las Formaciones Fortuna, Valle del Promissáo y Morro Cristalina.

La Formación Fortuna, de unos 120 m de espesor, yace discordante sobre un basamento complejo representado por rocas sedimentarias areno-argiláceas y por la Asociación intrusiva de Río Branco. La FF se compone de conglomerados basales de bloques de ortocuarcitas con matriz silícea y la parte media y superior de areniscas tabulares, con estratificación cruzada y conglomerados intraformacionales.

Sigue, encima en la columna, concordante y transicionalmente, la Formación Valle del Promissáo de unos 100 m de espesor, con subarcosas líticas de estratificación cruzada y limolitas laminadas.

En el tope aparece, concordante, sobre la Formación Valle del Promissáo, la Formación Morro Cristalina, de

unos 70 m de espesor, compuesto de areniscas cuarcíticas con estratificación cruzada y replegamientos recumbentes internos.

SUPERGRUPO RORAIMA EN VENEZUELA

La Provincia geológica de Roraima se extiende en Venezuela desde los límites del Parque Nacional Canaima, hacia el km 95, de la tronconal No. 10, cerca de la Piedra de la Virgen, hasta Santa Elena del Uairén y el Tepuy Roraima, en dirección NS, y desde el Río Venamo hasta las proximidades del Río Paragua, en dirección EW.

El Grupo Roraima se extiende desde Tafelberg (Surinam) hasta Duida y Marhuaca, por lo menos, en Amazonas, cubriendo actualmente unos 250.000 km^2, aunque en sus principios pudo haber sido del orden de 1.200.000 km^2. Para el autor, la secuencia sedimentaria de Neblina representa una sección de areniscas ortocuarcíticas con algún horizonte de lutitas, yacentes sobre un basamento complejo anfibolítico, metasedimentario y metavolcánico, tipo CRV, algo similar a la secuencia del tepuy Parú, es decir, equivalente de la Formación Mataui, que en el Río Cuao, resultó ser más joven que el Granito rapakivi de El Parguaza, es decir <1.500 Ma a <1.400 Ma. Esta provincia está compuesta por rocas del Grupo Roraima con intrusiones de diabasas y rocas gabronoríticas cuarcíferas a dioríticas cuarcíferas (Asociación Avanavero).

El Grupo o Supergrupo Roraima toma su nombre del Tepuy Roraima, que representa el límite geográfico de tres países: Brasil, Guyana y Venezuela. Sin embargo, como luego veremos, el tepuy Roraima, al igual que la gran mayoría, sino todos, los tepuys en la Guayana venezolana sólo se compone de la Formación Mataui, que representa, en realidad, el tope de una supuesta secuencia que comienza en su base con la Formación Uairén, y cuya edad es de aproximadamente 1.77 Ga, siendo su parte media, la Formación Uaimapué con las tobas vítreas de una edad próxima a 1.65 Ga.

En realidad, el autor nunca ha observado en contacto directo a la Formación Mataui con la Formación Uaimapué, sino que siempre la FM aparece discordante sobre rocas cristalinas, de edades variables, pero en general no más antiguas de 1.5 a 1.4 Ga, por lo cual, la edad de la Formación Mataui debe ser de <1.4 Ga y por lo tanto, al menos parece existir un gran hiatus de sedimentación en el tiempo, o discordancia entre la parte media y la superior de "Roraima". En otras palabras, el Monte Roraima no representa realmente la sección del Grupo o Supergrupo Roraima, pero la tradición sigue su paso.

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, Río Alto Ventuari en el Estado Amazonas, relacionados a la Orogenia Nickeriana y de levantamientos epirogénicos. **Briceño y otros (1989)** concluyen que los tepuys son el producto de inversión topográfica de remanentes de sinclinales de ejes con inclinación en ambas direcciones, y las áreas bajas alrededor de los tepuys corresponden a anticlinales erosionados. Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Sólo se registra metamorfismo de contacto (andalucita) de rocas de Roraima con granitos intrusivos, post-1.450 Ma, y de rocas máficas de la Asociación Avanavero; aunque **Urbani (1977)** postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades del Río Alto Caura, posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3.000 m adicionales de sedimentos actualmente erosionados.

Reid (1974) 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 (que se correlaciona con la formación Mataui) que es la más espesa y representa gran parte de la sección de los tepuys **(Gibbs y Barron, 1993; Ghosh, 1985).**

Alberdi y Contreras (1995) describieron rocas similares a las de la parte basal y prebasal de Roraima y las denominaron como Capas de Abarén y Formación Urico.

Briceño y otros (1989), 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 (1977)** 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 (1989) 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 total superficial de unos 11.000 km^2.

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 m a 900 m. Su contacto inferior es discordante sobre tobas meteorizadas del tipo Volcánico de Caicara, perteneciente 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 (1995) subdividieron la Formación Uairén en dos miembros, a saber:

- Un miembro inferior de unos 600 m de espesor, compuesto de areniscas cuarcíticas de grano grueso, bien escogidas, con estratificación cruzada y festoneada, intercaladas con lentes conglomeráticos de matriz silícea y con escasas limolitas arcillosas.

- Un miembro superior, de unos 100 m a 300 m de espesor, formado por areniscas cuarcíticas de grano medio, con abundante estratificación cruzada y escasos conglomerados intercalados.

Según **Long (2002)** areniscas y areniscas conglomeráticas y conglomerados del Miembro Inferior de la Formación Uairén, que ocupan la base de la formación, reflejan depositación irregular que va desde alta energía de relleno del valle del abanico fluvial. Se inducen condiciones áridas por la presencia de algunos sedimentos detríticos diamectíticos de origen fluvial **(Long, 2002).**

Suprayacen luego areniscas sin conglomerados que se intercalan con lodolitas, depositadas en una cuenca de bajo relieve, con areniscas con estructuras de corrientes. Retrabajamiento eólico puede resultar importante, como se sugiere por las estructuras de oleaje con estratificación cruzada sin sedimentos finos ni siquiera de matriz, en ciertas areniscas pobremente escogidas.

Conglomerados de peñones de tamaño medio a gigante, se localizan en la base del Miembro Superior de la Formación Uairén (FU), y yacen sobre importantes superficies de erosión, que se produjeron por levantamientos importantes o por cambios climáticos dramáticos al final de la depositación del Miembro Inferior de la FU **(Long, 2002).** Siguen luego areniscas conglomeráticas y areniscas similares a las de la base de la FU. Encima del tope de la FU, afloran areniscas pobremente escogidas de ambientes lacustrinos de la Formación Cuquenan, las cuales son cubiertas por suprayacentes depósitos eólicos y fluviales de la Formación Uaimapué.

En general, en el Fanerozoico, secuencias espesas de areniscas estratificadas son interpretadas como formadas en o próximo a la línea de costa, pero en el caso de Roraima eso no es necesariamente así, y en este caso particular, los ambientes prevegetación fluviales, especialmente en climas áridos a semiáridos, son claves en el sistema fluvial de sedimentación final **(Long, 2002).**

Concordantemente encima de la Formación Uairén, aflora la Formación Kukenan, de un espesor máximo de 100 m, integrada por paquetes alternantes, compuesto cada uno de tope con base en areniscas feldespáticas, limolitas feldespáticas y lutitas o arcillitas. **Salazar (2005)** cuestiona la existencia misma de la Formación Kukenan.

Igualmente en concordancia 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.

- Un miembro superior, formado por arcosas, jaspes, limolitas y tobas vítreas, de variados colores (rojizos, verdes, crema-amarillentos y grises).

Las tobas vítreas han sido tomadas como capas guías dentro de la estratigrafía de Roraima y datadas extensamente en Suriname, Guyana y Venezuela.

Según **Reid (1979),** concordante y suprayacente a la Formación Uaimapué, aflora la Formación Mataui, la unidad más joven del Grupo Roraima, que ocupa gran parte de los elevados y verticales tepuys, 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 lutíticas. El espesor de esta formación puede ser mayor a los 1.000 m.

El Tepuy o Monte Roraima se compone, esencialmente, de la Formación Mataui, de unos 440 m de espesor, compuesta en la base **(Reis, 2006)** de unos 120 m de areniscas de grano fino a medio, con estratificación cruzada de ambientes deltaico-marinos poco profundos, seguidos de unos 80 m de areniscas cuarcíticas, bien selec-

cionadas con estratos acanalados cruzados, interpretados como depósitos tipo dunas eólicas, posiblemente depositadas en ambientes a una zona intermedia entre costera y continental. En forma ascendente siguen areniscas cuarcítitas de grano fino a muy fino con estratificación cruzada, con intercalaciones delgadas, <8 cm de argilitas color crema, de fácil erosión, dando lugar a reentrantes entre los estratos cuarzosos. En el tope se observa una sección de unos 240 m de espesor de areniscas de grano medio a grueso, areniscas conglomeráticas y conglomerados lenticulares menores, de ambiente fluvial de ríos entrelazados y anastomosados. En otras zonas la Formación Mataui ha sido interpretada como formada en ambientes fluviales de alta energía **(Reid, 1972)** y litoral de acción de olas marinas **(Ghosh, 1981).**

El autor encontró en el tope de la equivalente Formación Mataui en el tepuy Parú del Estado Amazonas, areniscas cuarcítico calcáreas y areniscas muy ferruginosas (hematíticas), encima de una secuencia de areniscas cuarcíticas bien escogidas y capas de lutitas negras de hasta 10 m de espesor, con ausencia de conglomerados y de areniscas con estratificación cruzada. Este tope del Tepuy Parú fue interpretado por el autor como formado en ambientes marinos poco profundos, próximos a línea de costa, alternado de acción de olas y ambientes tranquilos, poco oxigenados.

En el Estado Amazonas, en el Grupo Roraima, no se observan casi conglomerados y al parecer están totalmente ausentes jaspes y tobas vítreas. Allí, **Ghosh (1977; 1985)** dividió al Grupo Roraima en tres miembros:

- Miembro Superior, con unos 500 m a 700 m de espesor, formado por ortocuarcitas ± carbonatos, areniscas feldespáticas y areniscas muy hematíticas 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 tepuys como los del Cuao, Autana, y otros, observó que la sección del Parú tenía carácter local y que no se extendía a otros tepuys, es decir, que Roraima se depositó en un largo período de tiempo, en cuencas fluvio-deltáicas a marinas someras, separadas entre sí, no sólo en el tiempo sino también en el espacio, como lo propusieron **Mendoza y otros 1975,** (MEM informe inédito).

- Miembro Medio, de 100 m a 200 m de espesor con, al menos, dos capas de lutitas negras y grises separadas entre sí por ortocuarcitas,

- Miembro Inferior, de 300 m a 500 m de espesor, compuesto de areniscas gradadas con estratificación cruzada y rizaduras, wacas y conglomerados delgados y discontinuos.

En opinión del autor, en Amazonas sólo se depositó la parte superior de Roraima más joven de 1.560 Ma – 1.450 Ma, es decir hacia 1.400 Ma, tal como se observó en el tepuy del Río Cuao, donde areniscas sin ningún metamorfismo o recristalización descansan, discordantemente, sobre el Granito rapakivi de El Parguaza.

Se estima que esta sección de Roraima, en el tepuy del Río Cuao, podría ser equivalente a la parte superior del Grupo Roraima, 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, porque jamás se depositó esta formación.

El Grupo Roraima en el tepuy Duida fue dividido por **Martínez y Martínez (1991)** en tres grandes miembros, a saber:

a. Miembro Inferior con 500 m a 600 m de espesor, discordante sobre granitos tectonizados del Cunucunuma y atectónicos del tipo Parguaza, formado en su parte basal por areniscas conglomeráticas, de color gris con manchas rojas, con inclusiones de cantos subredondeados, seguidos en el medio por areniscas de grano fino a medio, muy silicificadas y, en el tope, conglomerados oligomícticos 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 Río Cunucunuma se observan conglomerados con una matriz esquistosa, sericítica con abundante muscovita de rumbo N 10º-15º W y buzamiento 60º E. Más adelante emitimos un comentario sobre esta observación.

b. Miembro Medio de 200 m 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 acción de mareas), seguidas de capas de lutitas negras, de 10 a 40 cm de espesor, de ambientes lagunares pobres en oxígeno, intercaladas concordantemente entre areniscas cuarzosas de grano fino a medio y, en el tope del miembro, afloran are-

niscas de grano fino a medio con estratificación cruzada, localmente con rizaduras y vetillas de cuarzo. Esta secuencia es muy similar a la observada por **Ghosh (1977)** en el Tepuy del Parú, frente a Kakuri, margen izquierda aguas abajo del Río Ventuari.

c. Miembro Superior de unos 300 m a 400 m mínimo de espesor, parecido al miembro medio, con areniscas cuarzosas, con 99% de cuarzo, de grano fino con estratificación cruzada, seguidas de areniscas cuarzosas, rojizas, localmente ferruginosas, de grano fino, con algunas lutitas intercaladas (secuencia similar encontrada en la parte superior del Tepuy Parú).

En opinión del autor de este resumen, los conglomerados con matriz esquistosa y abundante sericita y moscovita aguas abajo del raudal de Picure del Río Cunucunuma de la sección del Duida presenta metamorfismo y tectonismo y, por lo tanto, no pueden ser discordantes sobre el atectónico granito Parguaza, sino más antiguo que él, o sea posiblemente es de edad pre-Roraima. Tales rocas, para el autor, son similares y pertenecen al tipo Conglomerados de Guapuchi, aflorantes en el Bajo Río Ventuari, y son de edad pre-Roraima, cercana a los 2.000 Ma.

Nótese nuevamente que al quitar estos conglomerados tectonizados y metamorfizados de Roraima e incluirlos en Gaupuchi, pre-Roraima, y considerar la carencia de tobas vítreas y areniscas volcanoclásticas, nos conduce a concluir que estamos en presencia en gran medida de la parte superior del Grupo Roraima o Formación Mataui del Grupo Roraima, de la parte oriental del Escudo de Guayana, tal como fue observado en el tepuy del Río Cuao.

En el valle del Río Mavaca, afluente del Río Alto Orinoco, afloran extensamente areniscas recristalizadas que, **Ascanio y Schererer (1989),** denominaron Formación Unturán **(Figura No. 150)** con un espesor de 300 m por lo menos. La Formación Unturán está constituida por 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 1.800 Ma -1.700 Ma.

Sin embargo, falta mucho por detallar la geología del Amazonas y, cuando se hayan descrito otros grandes tepuys 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, la secuencia aflorante se considera como parte del equivalente de la Formación Uairén o por debajo de ella, y en Amazonas como parte de la Formación Mataui, es decir, que en Amazonas están ausentes rocas equivalentes a las formaciones Uairén, Uaimapué y Kukenán.

Las primeras formaciones de Lema e Ichún se originaron en la transición del cambio de atmósfera rica en CO_2 a atmósfera rica en O_2, es decir, de rocas cercanas o más antiguas de 2.000 Ma y en el segundo caso, de Amazonas, las rocas sedimentarias con metamorfismo se originaron en ambientes deficientes en oxígeno de >1.900 Ma y las rocas sedimentarias, sin metamorfismo en ambientes oxigenados, más jóvenes, quizás de menos de 1.500 Ma.

Alberdi y Contreras (1988; 1995) al NE del Parque Nacional Canaima, concluyen que en la Serranía de Lema **(Figura No. 163)** los escarpes están formados por una secuencia sedimentaria que consta de areniscas cuarzosas hacia la parte superior, y conglomerados polimícticos de color rojo hacia la base, que fueron denominadas por estas autoras como "Capas de Abarén". Aunque en las Capas de Abarén de la Serranía de Lema sus areniscas basales se parecen a las areniscas de la Formación Uairén del Grupo Roraima, cercano a Santa Elena del Uairén, los conglomerados polimícticos son muy diferentes en su parte composicional y textural de matriz (más maduros los conglomerados de Abarén) por lo cual y por la distancia que los separa, estas autoras le dan el nuevo nombre de "Capas de Abarén", formados en ambientes continentales, de paleocanales de ríos entrelazados.

Las Capas de Abarén pueden ser equivalentes a los conglomerados polimícticos 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 autor de este trabajo, los conglomerados polimícticos 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 polimícticos de la Formación Los Caribes y son, posiblemente, de edad pre-Formación Uairén y constituirían parte de lo que más adelante definimos como Supergrupo pre-Roraima.

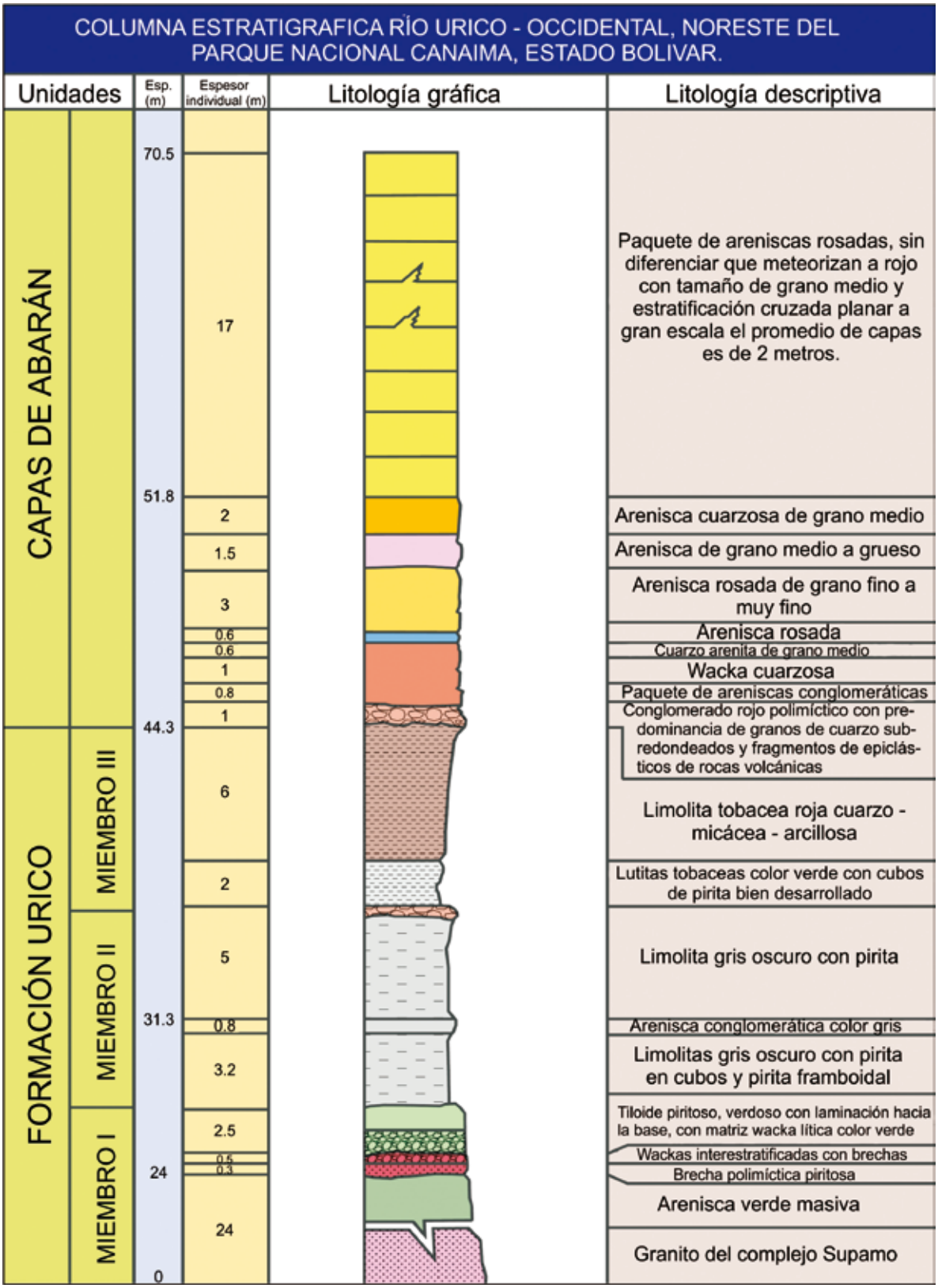


FIGURA No. 163 Columna estratigráfica del Río Urico, Parque Nacional Canaima *(Tomado de Alberdi y Contreras, 1995)*

Las Capas de Abarén descansan al parecer concordantemente sobre otra secuencia marina no tectonizada que **Alberdi y Contreras (1988)** denominaron Formación Urico **(Figura No. 163),** y que está constituida por tres miembros que, de más joven a más antiguo, son:

- Miembro Superior: formado por lutitas tobáceas verdes, piritosas, limolitas tobáceas rojas.

- Miembro Medio: constituido por lutitas y limolitas color gris oscuro con pirita cúbica y framboidal, interestratificadas con arenisca algo conglomerática con abundantes carbonatos y piritas.

- Miembro Inferior: compuesto de brechas polimícticas, 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 descritas antes para el Grupo Roraima, por lo cual **Alberdi y Contreras (1995)** 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 atmósfera más rica en CO_2 (abundancia de piritas, carbonatos, ausencia de capas rojas en sus miembros inferior, medio y parte del superior), más antigua de 1.900 Ma pero más joven que la edad del Complejo granítico Supamo, de >2.250 Ma, es decir de una edad muy similar a la de la Formación Los Caribes y Metatobas de Botanamo en su parte más superior.

Recordemos la transición de las Metatobas intermedias de Botanamo con las filitas rojas de 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 Abarén.

En resumen, los dos tercios inferiores de la Formación Urico son equivalentes a la parte superior de las Metatobas de Botanamo, o su equivalente al Sur de la Formación Las Cristinas, 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 Abarén debieron depositarse en alguna porción del lapso 2.000 Ma - 1.900 Ma. Determinaciones radiométricas en tobas de ambos ayudarán a clarificar y concretar mejor la idea aquí presentada.

Briceño y otros (1989) definen la Formación Ichún, con 2.500 m de espesor, como formada por tres miembros **(Figura No. 164),** de rocas volcanoclásticas félsicas y cuarzo-arenitas, que yacen discordantes sobre las rocas volcánicas félsicas de Caicara de la Asociación Cuchivero, a saber:

- Miembro Superior: cuarzo-arenitas del tipo Grupo Roraima; tobas cristalinas y líticas, intercaladas con areniscas volcanoclásticas.

- Miembro Medio: abundantes areniscas cuarzosas con flujos de lavas andesíticas, areniscas volcanoclásticas y tobas de cenizas.

- Miembro Inferior: tobas de lapilli y de cenizas, líticocristalinas, aglomerados y brechas (en parte similar a secciones de la Formación Las Cristinas).

Briceño y otros (1989) proponen incluir a la Formación Ichún y al Grupo Roraima como Supergrupo Roraima. El presente autor concuerda con **Briceño y otros (1989),** pero considera que la interpretación puede ser un poco más amplia y compleja. En efecto, las rocas de Roraima son de ambientes oxidantes, de una atmósfera ya rica en oxígeno, con poco/sin metamorfismo y, por debajo de ella, concordante a discordante, rocas formadas en ambientes más reductores, más deficientes en oxígeno, como las Capas de Abarén, los Conglomerados Polimícticos de la Quebrada Pacheco, la Formación Cinaruco, la Formación Unturán, gran parte de la Formación Urico, de la Formación La Esmeralda, de la Formación Maracapra, de los Conglomerados de Moriche en el Río Ventuari, los conglomerados tectonizados y metamorfizados en la base del Duida, conglomerados de Baría y de pre-Neblina, etc., de Amazonas, depositadas en tiempos pre-Roraima, en gran parte sin a post tiempos, por ejemplo, de las Metatobas de Botanamo o su probable equivalente en tiempo La Formación Las Cristinas.

Conforme a lo referido, se proponen, provisionalmente, dos supergrupos o superasociaciones litológicas, uno depositado en atmósfera rica en oxígeno denominado Supergrupo Roraima, y otro Supergrupo, deficiente en oxígeno, que denominamos pre-Roraima.

Pinheiro y otros (1990) acuñaron más tarde que **Briceño y otros (1989)** el término de Supergrupo Roraima (SGR) a una secuencia de rocas sedimentarias fluviodeltáico, continentales a costeras, aflorantes en el Bloque Pacaraima del NE de Brasil, compuesta de tope a base por:

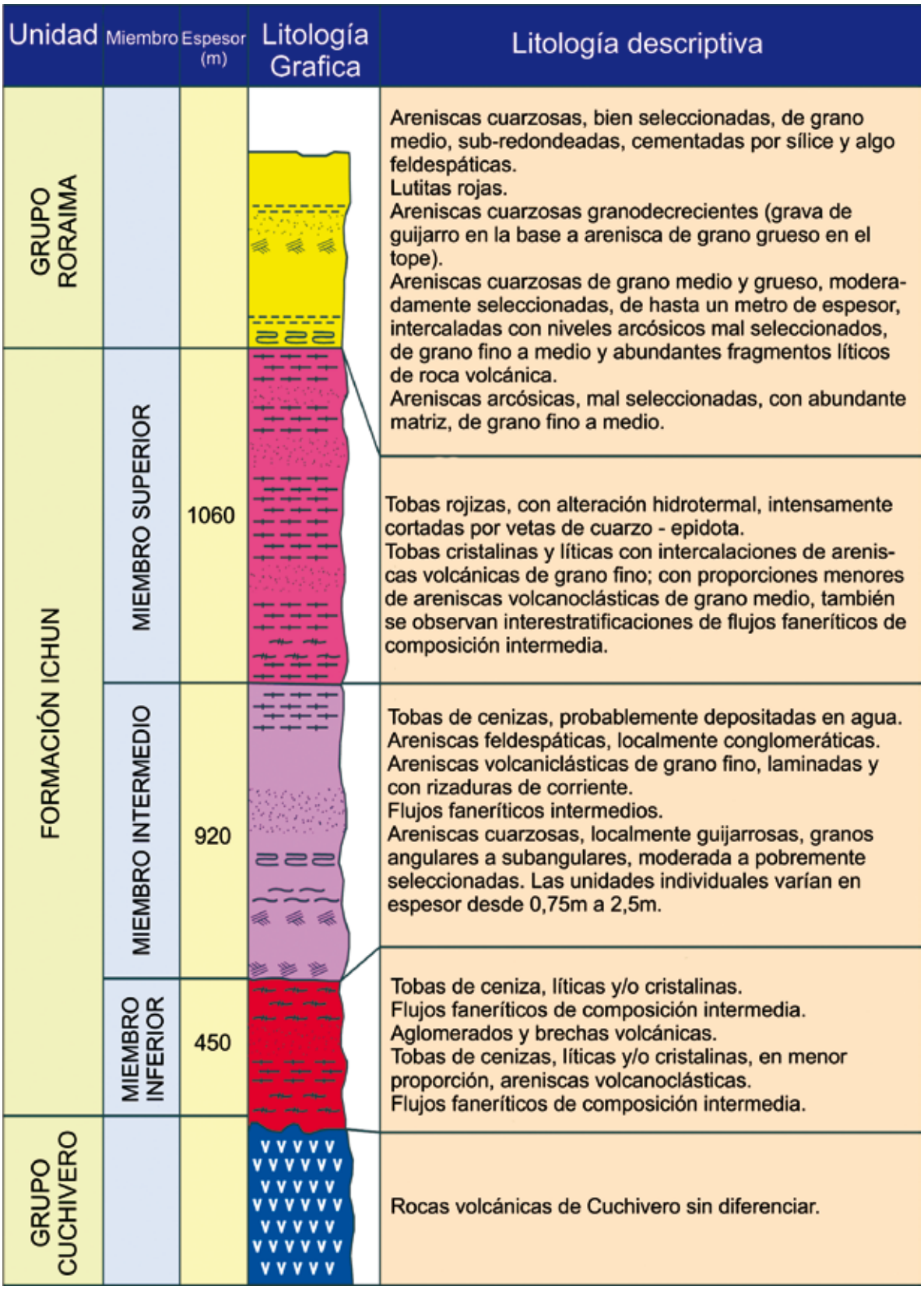


FIGURA No. 164 Columna estratigráfica de la formación Ichún *(Tomado de Briceño y otros, 1989)*

- **Formación Mataui:** aflorante en el Tepuy o Monte Roraima como areniscas de grano fino, bien seleccionadas, que pasan hacia arriba a areniscas de grano medio, grueso y hasta conglomeráticas.

- **Formación Uailá:** contiene areniscas, limolitas y areniscas conglomeráticas, intercaladas con tobas e ignimbritas ácidas y sedimentos volcanoclásticos, depositados en ambientes deltáico-marinos poco profundos, como sugieren las facies identificadas fluviátiles, eólicas y marina de barra costa afuera.

- **Grupo Suazi:** en que de tope a base se distinguen estas formaciones:

  - Formación Quino: areniscas conglomeráticas fluviátiles granodecrecientes ascendentes, areniscas arcósicas y areniscas finas hacia el tope con ondulaciones y bioturbaciones de origen marino muy poco profundo.

  - Formación Nicará: intercalación de limolitas y areniscas de grano fino de frente deltáico turbidítico, marino.

  - Formación Pauré: areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerados oligomícticos en la base en transición de arcosas de la Formación Verde.

  - Formación Verde: arcosas (cercanas a costas planas), argilitas y limolitas (facies deltáicas y predeltáicas).

  - Formación Arai: con paraconglomerados, areniscas conglomeráticas, arcosas, estratificación cruzada acanalada y granodecreciente ascendente de canales fluviales entrelazados, con facies lacustres, eólica, marcas de ondulaciones costeras marinas.

Según los autores anteriores, se distinguen en el SGR dos fases: una tectónica (bajo la cual se sedimentaron la Formación Arai, el Grupo Suazi y la Formación Uailá), y otro termal (bajo el cual se depositó la Formación Mataui) con deformación, cizallamiento y aún sobrecorrimientos durante el K`Mudku, equivalente del Grenvilliano.

Para **Santos y otros (2004)** el SGR se depositó en una cuenca intracontinental derivada del Transamazónico en el NE, mientras que sedimentos post-Roraima, tipo Neblina, Mataui, Formación Surcucus, Aracá, etc., se depositaron en una cuenca post-Tapajós-Parima, aunque ambas cuencas pudieron yuxtaponerse, parcial y temporalmente.

Según esos mismos autores la edad mínima del SGR es la edad de dos "sills" máficos localizados en la parte inferior del supergrupo con una edad U-Pb en circones de 1.782 Ma ± 3 Ma. Por otra parte, la edad de las tobas intercaladas en la parte media del supergrupo, según ellos mismos, es de 1.873 Ma ± 3 Ma por U-Pb en circones, la cual difiere significativamente de las edades reportadas desde Tafelberg (Suriname) hasta Canaima (Venezuela), con una edad promedio de 1.655 Ma (Tafelberg), siendo la más antigua la de la Quebrada El Jaspe de 1.730 Ma y la más joven la de Canaima de 1.579 Ma **(Sidder y Mendoza 1995),** por lo cual debe tomarse muy dubitativamente, e ilógica, la anómala edad de las tobas de Roraima dada por **Santos y otros (2004),** según la cual, la cuenca donde se depositó Neblina es unos 320 Ma más joven, en este caso cuenca Tapajós-Parima, que donde se depositó el SGR, es decir la cuenca del Tansamazónico al NE.

Mendoza (2000) hizo otra interpretación muy diferente a la de los autores citados para la posible edad de la Formación Mataui aflorante en la Gran Sabana y sus posibles equivalentes de los tepuys de Amazonas, tomando como guía el contacto del granito discordante de Parguaza-rocas sedimentarias, sin metamorfismo o recristalización de ninguna clase de Roraima en el Río Cuao y en otras localidades de Amazonas.

El autor propuso que la edad de la Formación Mataui es más joven de 1.655 Ma por Rb-Sr roca total desde Tafelberg hasta Canaima, pero que en Amazonas, localmente pueden ser más jóvenes en unos 100 Ma es decir de <1.550 Ma, esto equivale a admitir que puede existir una discordancia post-tobas de Roraima de unos 100 Ma mínimo a quizás 200 Ma, máximo, para la Formación Mataui de Amazonas; pero que tal discordancia es mucho menor en la zona de Santa Elena del Uairén-tepuy de Roraima.

Para el autor, el Supergrupo Roraima está formado por:

- Formación Neblina (?)
- Grupo Roraima
- 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 de Moriche.

El Supergrupo 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
- Formaciones La Esmeralda, Maracapra.

Así actuó el cambio de atmósfera, lento y en parte 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 oxígeno, y otra parte más antigua de esa misma formación se sedimentó en un ambiente menos rico en oxígeno, pudiendo existir una discordancia importante entre ambas partes. Se sugieren determinaciones de edades radimétricas de las tobas rojas del Miembro Superior de la Formación Ichún y las limolitas tobáceas rojas del Miembro Superior de la Formación Urico para tener una cierta aproximación a lo real, hacia cuando se acentuó tal cambio en CO_2 versus y a favor del predominio de O_2 en esta parte del Planeta Tierra.

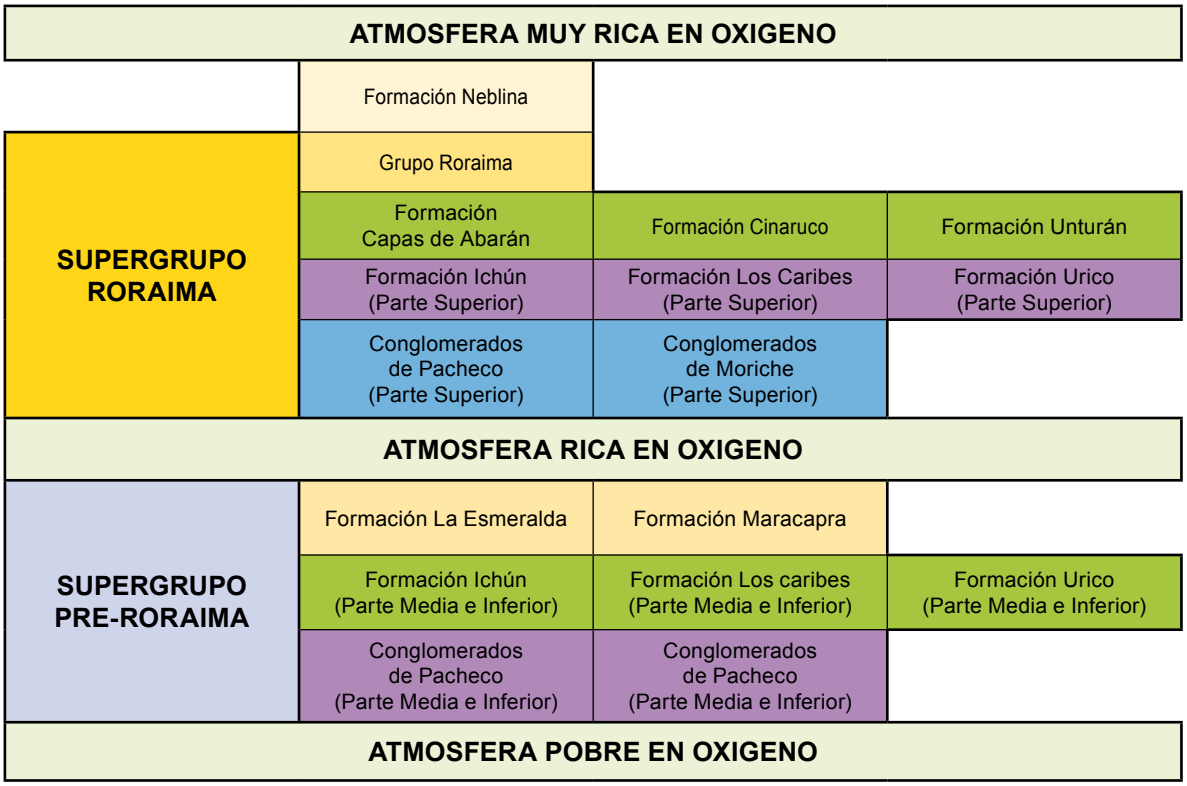


FIGURA No. 165 Propuesta de clasificación de los "supergrupos" Roraima y pre-Roraima: rocas sedimentarias depositadas en ambientes más ricos en oxígeno y de ambientes más ricos en dióxido de carbono, respectivamente *(Tomado de Mendoza, 2000)*

AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN Y EDAD DE RORAIMA

Las rocas de Roraima fueron depositadas en ambientes mayormente fluviales, deltáicos, a localmente marino costeros, lacustres, en canales de ríos de baja sinuosidad y llanuras aluviales, distributarios deltáicos encima de lagos interdeltáicos, lagunas costaneras a bahías interdeltáicas, playas sin barras y llanuras intramareas **(Sidder y Mendoza, 1995).**

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, 1985),** 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, progresivamente, fue migrando del Este hacia el Oeste con sedimentación sólo en el Oeste del Caroni-Amazonas de la parte superior de Roraima, la Formación Mataui y sus equivalentes, incluso sedimentada después del también anorogénico Granito rapakivi de El Parguaza.

La edad de las rocas de Roraima es tan antigua como casi 1.800 Ma (discordantes sobre tobas vítreas, tipo Formación Caicara del Grupo Cuchivero), para su parte basal de la Formación Uairén y tan joven como menos de 1.500 Ma a 1.400 Ma para su parte superior o Formación Mataui y equivalentes (que yacen discordantes sobre el Granito rapakivi de El Parguaza).

La edad de la parte media del Supergrupo Roraima o Formación Uaimapué es de alrededor de 1.655 Ma promedio **(Tabla No. 28)** como en la tobas de Tafelberg, Surinam, de tan antiguas como 1.730 Ma (tobas vítreas próximas a Santa Elena del Uairén) a tan jóvenes como 1.579 Ma en la tobas de Canaima **(Sidder y Mendoza, 1995),** determinaciones todas en Rb/Sr roca total.

Santos (1999) estableció que la edad mínima 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.

Más tarde, **Santos y otros (2003)** afirman que la edad mínima del Supergrupo Roraima determinada por U-Pb en baddeleyita y circón en dos diques máficos de la Asociación Avanavero, es de 1.782 Ma ± 3 Ma.

Estos autores también refieren que la discontinuidad de la Formación Mataui, sobre la Formación Uaimapué, es de hasta 320 Ma.

Para el autor del presente trabajo académico, tal discordancia entre las formaciones Mataui y Uaimapué en promedio, no debió ser mayor de unos 100 a 200 Ma.

En efecto, si consideramos que la edad más joven del Granito rapakivi de El Parguaza, es de 1.450 Ma y sobre este granito yace discordante la parte superior de Roraima en el Estado Amazonas, y aceptamos que la edad promedio de las tobas de Uaimapué en Tafelberg, Suriname, es de 1.650 Ma, resulta entonces una diferencia del orden de los referidos 200 Ma, o, si comparamos con la edad de las tobas de Canaima de 1.579 Ma, entonces tal discordancia es del orden de unos 130 Ma.

También el autor estima que entre la Formación Uairén de cerca de 1.800 Ma y la formación Uaimapué de 1.650 Ma, del Supergrupo Roraima, debe existir otra discordancia de aproximadamente 150 Ma. Entre las volcánicas de Caicara, aflorante en Icabarú y de sus equivalentes y cercanas volcánicas de Surumú, con una edad de 1.958 ± 19 Ma y la base del Supergrupo Roraima, Formación Uairén, también está presente otra discordancia del mismo orden de los 150 Ma.

Santos y otros (2003) concluyen lo siguiente:

- La mejor estimación de edad para la parte media del Supergrupo Roraima es 1.873 ± 3 Ma, determinada por U-Pb en circones sobre una toba verde de la Formación Uaimapué.

Esta edad es unos 140 Ma a más de 300 Ma, más antigua que las edades Rb-Sr roca total en tobas similares, pero de otras localidades.

El autor está en desacuerdo de que se trate de tobas equivalentes o de la misma Formación Uaimapué y de allí las diferencias tan grandes de edades.

- Es opinión del presente autor que para rocas anorogénicas como estas, las edades U-Pb en circones y Rb-Sr en roca total, deberían ser muy similares, tal como lo demostraron **Gaudette y otros (1973)** con los granitos rapakivis, anorogénicos, de El Parguaza. El autor prefiere y, en consecuencia, se inclina por la edad de tales tobas en Tafelberg, Suriname, en 1.655 Ma por Rb-Sr roca total, isocrona de 16 puntos, como la mejor y más confiable isocrona, hasta el presente, para tales rocas.

- La edad de los "sills" de Cipó y Manga Bravas, intrusivos en la parte inferior del SGR es de 1.787 Ma ± 14 Ma y de 1.782 Ma ± 3 Ma, similar a las diabasas de Omai de 1.794 Ma ± 3 Ma y esa sería entonces la edad mínima de la parte basal del SGR. En este punto, el autor coincide con **Santos y otros (2003).** Estas diabasas intrusivas de Omai se continúan hacia Las Cristinas, km 88 y La Piedra La Virgen, al Norte del km 95, en la base del Supergrupo Roraima de la Gran Sabana.

- La edad de las fuentes de los sedimentos del SGR es 2.123 ± 14 Ma por U-Pb en circones de areniscas de la parte basal del SGR, que corresponde con edades de CRV-TTG del basamento. Secundariamente también se encontraron edades de volcánicas de Surumú y de la Asociación Cuchivero, del orden de 1.958 Ma ± 19 Ma.

• La edad de la Formación Serra Surucucus, discordante sobre granitos rapakivi de Surucucus, es similar a la edad de la Formación Mataui, discordante sobre granitos rapakivis de El Parguaza en el Río Cuao, que es igual o menor a la edad de ese granito, o sea menor a 1.550 Ma.

• Las diabasas y rocas asociadas, cuarzo gabroides y norítico-gabroides hasta cuarzo dioríticas y granófiros, forman como una especie de enjambre de diques y "sill" intrusivos en Roraima, y ocurren emplazados a lo largo de las zonas de debilidad tectónica, tales como los contactos inferior (Roraima/Supamo) e intraformacionales (Uairén/Kukenán; Kukenán/Uaimapué; Uaimapué/Mataui) con edades próximas a las edades de las tobas félsicas (¿volcanismo bimodal típico del Proterozoico?), o sea de unos 1.670 Ma ± 14 Ma por Rb/Sr roca total, a 1.640 Ma ± 58 Ma, roca total, en Suriname, pero mucho más joven a las edades de rocas de Avanavero en Brasil, según **Santos y otros (2004).**

Esa es una edad intermedia, como correspondería a la parte media del Supergrupo Roraima, entre la edad de la parte basal, cercana a los 1.800 Ma y la edad de la Formación Mataui, en el tope, del SGR, de hasta menos de 1.450 Ma.

El autor estima que debieron existir grandes períodos erosivos, es decir, de discordancias como ya se ha tratado de inferir antes, con una atmósfera muy rica en oxígeno y un ambiente anorogénico y de levantamiento continental, en particular entre la cuenca nororiental, donde la sedimentación pareció ser más continua y completa (zona Gran Sabana, etc.) y el Amazonas, donde están ausentes las partes basales y medias del SGR.

Las partes basales y medias del SGR están ausentes en la cuenca occidental o Amazonas, simplemente porque tales áreas, entre 1.800 Ma a 1.600 Ma, eran zonas en levantamiento y erosión, sin cuencas en sedimentación, cosa que no tuvo lugar "peneplanado el granito rapakivi de El Parguaza".

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 y Olszewski (1985)
Venezuela	Tobas de Santa Elena de Uarién	1,570± 83 (n=16)2	0,721 79,8	Pringle y Teggin (1985)
Suriname	Tobas de Tafelberg	1,660± 27 (n=14)	0,708 1,84	Priem y otros (1973)
B. EDADES Rb/Sr ROCA TOTAL EN DIABASAS Y ROCAS INTRUSIVAS 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 y otros (1973)
Guayana	Doleritas Intrusivas en Roraima	1,640± 58 (n=8)	0,704 0,078	McDougall y otros (1963)
Brasil	Areniscas "hornsfelsadas" por diabasa	1,990± 170 (n=3)1	0,696 0,078	Basei y Texeira (1975)
Guayana	Lutitas "hornsfelsadas" por sills de diabasas en Roraima	1,600± 44 (n=2)1	0,856 N.A.	Snelling y McConnell (1969)

TABLA No. 27 ***A.*** Edades Rb-Sr roca total en tobas vítreas interestratificadas en la parte media del Supergrupo Roraima **(Modificado de Sidder y Mendoza, 1995)** ***B.*** Edades Rb-Sr roca total en diabasas intrusivas en la parte inferior del Supergrupo Roraima *(Tomado de Sidder y Mendoza, 1995)*

Sólo, entonces (<1.550-1.450 Ma), los sedimentos equivalentes, o más jóvenes, de la Formación Mataui fueron sedimentados en esa parte Suroccidental, estando totalmente ausentes las partes basales y media del SGR, como también se infiere por la ausencia total de tobas intercaladas con sedimentos continentales, característicos de la parte media del SGR en la Gran Sabana.

También el autor piensa que el período volcánico de Surumú, Caicara, y equivalentes, fue extenso (1.950 Ma - 1.750 Ma) como también debió ser algo extenso el período volcánico dentro del SGR, quizás en el lapso 1.730 Ma - 1.580 Ma, en la cuenca oriental. El autor no tiene una explicación, por ahora, para tales datos rítmicamente coincidentes (1.800 - 1.650 Ma para Uairén-Uaimapué; 1.650 - 1.500 Ma para Uaimapué-Mataui como hiatus sedimentarios o discordancias de 150 Ma c/u y 1.730 - 1.580 Ma para intervalos intravolcánicos en el SGR, de 150 Ma).

Así que pudo haber diferentes niveles de sedimentación de tobas con edades muy disímiles, de hasta más de 100 Ma de diferencias entre unas y otras, y el establecer correlaciones de tobas a grandes distancias y utilizar métodos radimétricos para decir cuáles edades son las adecuadas y cuáles son las erróneas, en ese tipo de rocas, puede estar muy lejos de la verdad y, además, añadir confusiones.

Los enjambres de diques máficos se interpretan en Roraima como resultado del ascenso de una gran pluma de calor que, finalmente, separó parte del supercontinente Atlántica-Caura/Columbia, emplazándose estos magmas basálticos del manto superior a la corteza, hibridizándola y dando origen, por diferenciación, a los granitos rapakivis de El Parguaza.

La edad de estas plumas y disrupción continental es muy próxima a la edad del magmatismo bimodal, de tobas ácidas y metalavas y diabasas tholeiíticas, de alrededor de los 1.650 - 1.620 Ma.

Estas rocas máficas no metamorfizadas denominadas primeramente como Asociación Intrusiva en Roraima **(Bellizzia, 1957),** y ahora como Asociación Avanavero, 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 de África Occidental, con una edad de 1.600 Ma – 1.700 Ma en África Occidental.

Así como tales diabasas no intrusionaron al granito rapakivi de El Parguaza, sino que fueron sus predecesores y, posiblemente, en parte fuentes, tampoco alcanzaron a intrusionar a la Formación Mataui ni a las rocas equivalentes de Mataui en Amazonas porque, tanto el GRP como la sedimentación de la Formación Mataui, fueron posteriores a tales intrusiones registradas, por lo tanto, sólo en la parte Oriental del Escudo y estando ausentes en la Roraima de Amazonas o parte Occidental del Escudo.

Esto implica que mientras se abría el "rift" Parguaza-Surucucú, entre 1.600 Ma a 1.500 Ma, que permitía el emplazamiento a los granitos rapakivis de Parguaza, en el Este del Escudo de Guayana continuaba depositándose Roraima en su facies superior con la Formación Mataui en la parte Oriental del Escudo, o Gran Sabana. Esto quiere decir que la Formación Mataui del Este del Escudo de Guayana es algo más antigua, quizás 1.500 Ma a 1.600 Ma que la FM de la parte Oeste del escudo, que debe ser <1.550 Ma a <1.450 Ma.

Es decir, que la parte superior de Roraima en la parte Este es, por lo menos, 50 Ma más antigua que su equivalente parcial sobre el rapakivi de Parguaza, también denominada Formación Mataui, y que el tope de ambas secciones pudo estar cercano a los 1.450 Ma-1.400 Ma.

Químicamente estas diabasas intrusivas en Roraima **(Tabla No. 32)** y rocas asociadas son tholeiitas continentales, pero son más pobres en Fe total, TiO_2, zirconio, vanadio, volátiles (H_2O, CO_2, FH, ClH) que diabasas tholeiíticas de edad Mesozoica.

Esto quizá se debe a que las diabasas intrusivas en Roraima, y también en Cuchivero, están menos diferenciadas y/o se derivaron de la parte más superior del manto yacente debajo de áreas continentales; mientras que las diabasas de edad Mesozoica están más fraccionadas, presentan más altos contenidos de Fe, TiO_2, etc., y se derivaron de la parte superior del manto en zonas oceánicas.

Se infiere y estima que estos magmas máficos están relacionados con puntos de calor "hot spot" del fondo oceánico del Atlántico, con edades cercanas a los 170 Ma y se emplazaron hasta en áreas continentales de Imataca, CRV de Pastora, Granitos de Cuchivero, etc., con "trends" ENE y pudieron estar asociados con la falla reactivada entonces de transformación de Gurí, y a otras fallas, paralelas y subparalelas a ella.

La distribución y análisis del enjambre de diques de rocas máficas y asociadas junto con datos paleomagnéticos en los mismos, pueden ayudar en la reconstrucción de límites de placas tectónicas, e incluso, para reconstruir posibles zonas de triple "rifting", tipo confluencia Río Ventuari en Orinoco: provincias Manapiare y Alto Amazonas al N-SE, provincia Cuchivero-Parguaza al N-NW y Provincia Casiquiare-Mitú al W-SW.

Esto se explica porque en la gran mayoría de los casos, gigantescos enjambres de diques se desarrollan encima o próximos a una pluma de calor emplazada en el

manto superior, como los diques de Mackenzie, Canadá, los mayores del planeta Tierra, por más de 2.400 km de longitud, con anchos individuales de hasta 30 km, para un total de 1.800 km de ancho.

Estos innumerables diques o enjambres de diques se emplazaron a continuación del "rifting" continental, separación y deriva de continentes, partiendo de 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 África) con/sin cuerpos o complejos alcalinos (carbonatitas, kimberlitas, sienitas, granitos rapakivis y otros tipos de rocas generalmente alcalinas o relacionadas).

Desde el punto de vista geoquímico, se ha observado **(Barajar y otros, 1996)** que los basaltos tholeiíticos de plateau y enjambres de diques de diabasas con bajo contenido de TiO_2 y alto contenido de MgO, se localizan a unos 400 a 500 km del foco o cabeza de la pluma de calor subyacente, y aquellos con alto contenido de TiO_2 y bajo de MgO 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 y 0.05 Ga, acompañados de plumas de calor de esas edades, aproximadamente.

Precisamente los diques de edades de 1.8 Ga y 1.6 Ga intrusivos en Roraima y Cuchivero están dentro de esta postulación para Guayana.

Por lo antes referido, estos diques extensos, largos, espesos, de alrededor de 1.8 Ga y 1.6 Ga, pueden representar parte del sistema de "rifts" que se dieron como consecuencia del ascenso de una o más plumas de calor en el manto más superior, en el Mesoproterozoico, originando la extrusión de rocas basálticas tholeiíticas, diques subvolcánicos de diabasas, complejos máficos-ultramáficos subyacentes y hasta emplazamiento de cuerpos alcalinos con rocas sienítico-graníticas, de textura rapakivi.

Hacia 1.8 Ga los focos de plumas de calor se debieron localizar en Guayana, uno hacia La Escalera y, quizás, el otro foco hacia 1.6 Ga en la zona triple anómala cercana a San Fernando de Atabapo, hacia la actual confluencia del Río Ventuari en el Río Orinoco.

Existen algunas coincidencias de localización entre: granitos rapakivis de El Parguaza (1.55 Ga - 1.45 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 Ga - 1.4 Ga con pluma de calor, cerca del depósito tipo Olympic Dam unos 120 km al Sur de Puerto Ayacucho, fue suturado en el cierre del Supercontinente Rodinia hacia 1.2 Ga - 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 eclogíticas de Guaniamo, cercanas al borde continental y a la intrusión elipsoidal del granito rapakivi de El Parguaza.

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 de edad post-Cuchivero y pre-Parguaza.

En resumen, en el Escudo de Guayana, tenemos indicios de emplazamientos de varias plumas de calor, de las más antiguas a las más recientes, separadas también en el espacio, por los siguientes eventos:

- Dique anular máfico-ultramáfico de Nuria, intrusivo en rocas del Complejo granítico Supamo (>2.3 Ga -2.1. Ga).

- Complejos máficos-ultramáficos de Verdún, Mochila, etc., intrusivos en CRV tipo Pastora (2.2 Ga - 2.0 Ga).

- Gran Dique de El Cácaro, máfico-ultramáfico, intrusivo con "trend" NE en rocas tipo Volcánicas de Caicará (1.9 Ga - 1.8 Ga).

- Enjambre de diques gabroides a diabásico-tonalíticos intrusivos en rocas sedimentarias del Supergrupo Roraima (1.8 Ga -1.6 Ga).

- Emplazamiento de Granitos Rapakivis de gran extensión continental y mundial, asociación AMCG, y depósitos tipo Olympic Dam, en zonas de disrupción continental, intrusivos en rocas de la Asociación Cuchivero, durante 1.55 Ga -1.45 Ga y, posiblemente, relacionados con rocas alcalinas y complejos alcalinos como el de La Churuatá **(Soars, 1985)** y brechas volcánicas cuarzo-traquíticas alcalinas del cerro Delgado Chalbaud, Sierra Parima, Amazonas **(Grande, 2007),** reactivadas durante la orogénesis Orinoquense o Grenville.

- Kimberlitas eclogíticas diamantíferas 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, hace unos 750 Ma.

Para soportar, o modificar y perfeccionar estas ideas, debe contarse con, al menos, los siguientes datos:

- Hacer un mayor número de estudios paleomagnéticas y determinaciones confiables de edades radimétricas con reconstrucciones paleogeográficas y aplicaciones de Tectónica de Placas Global del Precámbrico.

- Evidenciar los levantamientos y "trends" radiales de intrusiones rocas máficas y alcalinas de tales cuerpos con posibles plumas de calor.

- Determinar los contenidos de TiO_2 y MgO y construir y analizar los diagramas de variaciones con esos elementos para esas rocas. Similar con diagramas $(Nb/Zr)_N$ versus Zr, etc.

- Analizar los diagramas de las relaciones Th/Ta versus La/Yb; relaciones de Nd versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial; isótopos de oxígeno y osmio.

- Establecer los "trends" de variación con el tiempo de la migración de cuerpos kimberlíticos/carbonatíticos.

RECURSOS MINERALES EN LA PROVINCIA RORAIMA

En la PR se reconocen varios tipos de depósitos minerales y algunos potenciales:

- Depósitos epitermales auríferos localizados en la cuenca del Río Parguaza, del Tepuy Yapacana en Amazonas y otras localidades, en vetas de cuarzo aurífero intrusivas en sedimentos de Roraima, en particular hacia su base.

- Depósitos aluvionales de oro y/o diamantes derivados de sedimentos basales (conglomerados, areniscas, limolitas, etc.) de Roraima.

- Potenciales depósitos kimberlíticos diamantíferos aún no reportados.

- Potenciales depósitos de uranio, aun no detectados en detalle ni explorados.

Aluviones modernos y paleoplaceres en la Gran Sabana han sido explotados intensamente por minería informal.

Dohrenwend y otros (1995), en esa área, distinguieron tres tipos de placeres o aluviones:

- Aluviones con diamantes en canales de ríos mayores.

- Aluviones de oro y diamante de depósitos aluvionales-coluvionales en drenajes de menor orden.

- 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 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 (1974 b) sugirió que kimberlitas del Sur de Brasil, e incluso, de África Occidental fueron las fuentes primarias de los diamantes de Roraima.

Briceño (1984) estableció que los conglomerados de la Formación Uairén son, en realidad, paleoplaceres y fueron la fuente de los diamantes encontrados en las gravas recientes de San Salvador de Paúl.

Potenciales Depósitos de Uranio

El uranio ocurre en dos estados de oxidación: el U^{6+} que es estable bajo condiciones oxidantes, y el U^{4+} que es estable bajo condiciones reductoras. El mineral más común, bajo la forma de este último, es uraninita, la cual es inestable bajo condiciones oxidantes modernas y actuales, es decir cerca y en la superficie terrestre con abundante oxígeno.

El uranio consumido en la producción de electricidad tiene bajo costo, además de ser una energía limpia, comparado con los costos de otras energías. En efecto, el costo de energía nuclear es 1.7 centavos de US$/Kw-hora, mientras que es de 2.2 centavos por carbón, 8 centavos por petróleo y 7.5 centavos por gas. Una tonelada de uranio genera la energía equivalente de 25.000 t de carbón. Sin embargo, en Norte América la energía eléctrica producida por la acción de reactores nucleares es sólo del 20%, mientras que la energía eléctrica producida por petróleo, gas y carbón totalizan el 72%, y sólo 8% de energía limpia hidroeléctrica es producida **(Caldwell, 2008).**

La producción actual de minas de U es de una 40.000 tU/año **(Vance, 2008),** lo que representa sólo el 55% - 60% de la demanda anual, siendo el resto provisto por fuentes secundarias. Hacia el año 2030, la demanda de U se estima entre 90.000 a 120.000 tU/año, por lo cual urge localizar y explotar nuevos depósitos de uranio. **Caldwell (2008)** estima para el mismo período hasta el año 2030, que la demanda por energía nuclear se elevará de 370 Gigawatios por año a 700 Gigawatios por año, con lo cual la demanda de uranio para los próximos 22 años se incrementará de los presentes 180.000 millones de libras por año a 350 millones de libras por año.

La formación de depósitos hidrotermales se ve favorecida cuando las aguas superficiales disuelven uranio de las rocas próximas en la superficie, y lo llevan y depositan en ambientes reducidos al alcanzar el límite de estabilidad redox del uranio.

RESERVAS ECONOMICAS + RECURSOS INFERIDOS MUNDIALES (EN 1.000 ton) DE URANIO			
WORLD	< US $ 40 / kgU	< US $ 80 / kgU	< US $ 130 / kgU
	< 2746	**3804**	**4743**
Australia	701+343	714+360	**747+396**
Canadá	287+85	345+99	**345+99**
Kazakhstan	279-130	378+228	**514+302**
Nigería	173+0	180+45	180+45
Brasil	140+0	158+74	158+121
Suráfrica	89+55	177+72	256+85
Namibia	62+61	151+86	183+100
Estados Unidos	NA	102+	342+
Uzbekistán	60+31	60+31	77+39
Rusia	58+22	132+41	132+41

TABLA No. 28 Reservas y recursos mundiales de uranio (en 1.000 ton) *(Tomado de Atomic Energy Agency, 2006)*

LOS DEPÓSITOS MÁS GRANDES DEL MUNDO			
DEPÓSITO	**LOCALIZACIÓN**	**Contenido de U_3O_8 (millones de lbs)**	**Grado Promedio (%U_3O_8)**
Olympic Dam	Australia	715	0,05
Mc Arthur River	Athabasca Basin, Saskatchewan	625	21,0
Jabiluka	Kombolgie Basin, Australia	460	0,4
Cigar Lake	Athabasca Basin, Saskatchewan	350	19,2
Ranger	Kombolgie Basin, Australia	260	0,3
Key Lake	Athabasca Basin, Saskatchewan	195	2,5
Eagle Point	Athabasca Basin, Saskatchewan	140	2,0
Mc Clean Lake	Athabasca Basin, Saskatchewan	85	2,8
Kintyre	Yeneena Basin, Australia	80	0,3
Koongarra	Kombolgie Basin, Australia	65	0,3
EAGLE POINT ANUALMENTE PRODUCE 12 MILLONES DE LIBRAS DE U_3O_8			

TABLA No. 29 Los depósitos de uranio más grandes en el mundo *(Tomado de Atomic Energy Agency, 2006)*

PRODUCCION MUNDIAL DE URANIO		
• 2004 • 2003	40.263 ton U 35.492 ton U	
	2004	**% share**
Canadá	**11.597**	**28.8**
Australia	**8.982**	**22.3**
Kazakhstan	3.719	9.2
Rusia	3.280	8.2
Nigeria	3.245	8.1
Namibia Uzbekistán	3.039	7.6
Otros	2.087	5.2

TABLA No. 30 Producción mundial de uranio (toneladas) con los principales países productores. Canadá y Australia representan más del 50% de la producción anual *(Tomado de Atomic Energy Agency, 2005)*

Los más antiguos depósitos de uraninita son tipo paleoplaceres del Neoarqueozoico, como los de Witwatersrand de Sur África y del Paleoproterozoico en los conglomerados de Blind River de Elliot Lake, Canadá. La uraninita en estos dos depósitos es detrítica, no de origen hidrotermal.

Los depósitos más importantes y frecuentes de uranio del Mesoproterozoico son del tipo discordancia, como los de Athabasca de Canadá y East Alligator River del Northern Territory de Australia. Este tipo de depósito se localiza donde los fluidos oxidados portadores de complejos de uranil son reducidos por material carbonáceo, de origen sedimentario o, en su defecto, su equivalente de esquistos grafitosos, generalmente subyacentes a los conglomerados y discordancia del Mesoproterozoico, en el complejo basamento Paleoproterozoico.

Minerales de arcillas asociados a este tipo de depósitos en la discordancia de estos conglomerados, han sido utilizados para prospectar tales depósitos y determinar la relación espacial de la alteración hidrotermal y las condiciones de deposición de uranio, generalmente en el basamento por debajo a tal discordancia. La secuencia de alteración hidrotermal, es como se indica:

- Cristalización temprana de illita y de la mezcla illita-smectita (I-S) + minerales ricos en LREE, alúmina y fosfatos en areniscas encima de la discordancia y en las fallas y arcillas de fallas. Illita + IS + Clorita puede encontrarse más profundo, en el basamento.

- Químicamente la illita de origen hidrotermal puede ser distinguida de la illita diagenética o metamórfica por su pobre cristalización, estar interestratificada con capas de smectita y formas 1M con predominio octaédrico. **(Beaufort y otros, 2005).**

- La presencia de illita octaédrica, rica en Mg en las areniscas y conglomerados, puede ser utilizada como una guía para localizar los depósitos de uranio que se encuentran más abajo, en el basamento.

- Precipitación tardía de clorita en fracturas abiertas debajo de la discordancia. Los principales depósitos de uranio de este tipo se localizan asociados a cloritización en las rocas del basamento.

- La clorita hidrotermal se puede distinguir de la clorita metamórfica por su tamaño más pequeño, hábito esferulítico, pobre cristalinidad y, sobretodo, rica en Mg, con fórmula próxima a clinocloro. Cerca del depósito de uranio, la clorita hidrotermal se presenta en esférulas zonadas respecto a su contenido de hierro y titanio.

Los depósitos del Fanerozoico pertenecen al tipo de areniscas, del tipo Texas de USA, Asia Central, Colombia, etc. En estos depósitos, el agua subterránea, llevando en solución complejos de uranio, se infiltran a través de acuíferos en areniscas y/o conglomerados y, en contacto con materia orgánica (grafito o carbón), se reducen y precipitan. Las cuencas Mesoproterozoicas uraníferas siliciclásticas de Thelón y Athabasca, Provincia Churchill de Canadá, se correlacionan con la cuenca Roraima **(Miller, 2000).**

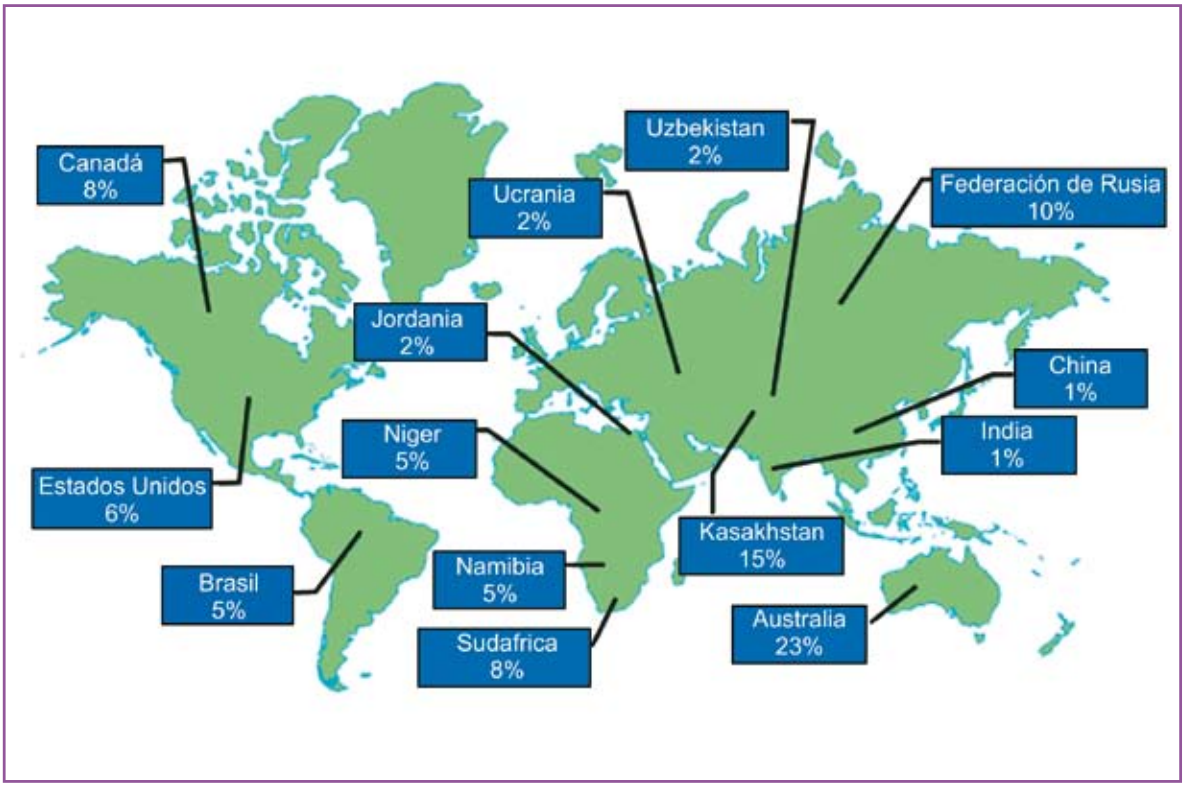


FIGURA No. 166 Países líderes en el mundo como productores de uranio *(Tomado de Atomic Energy Agency, 2006)*

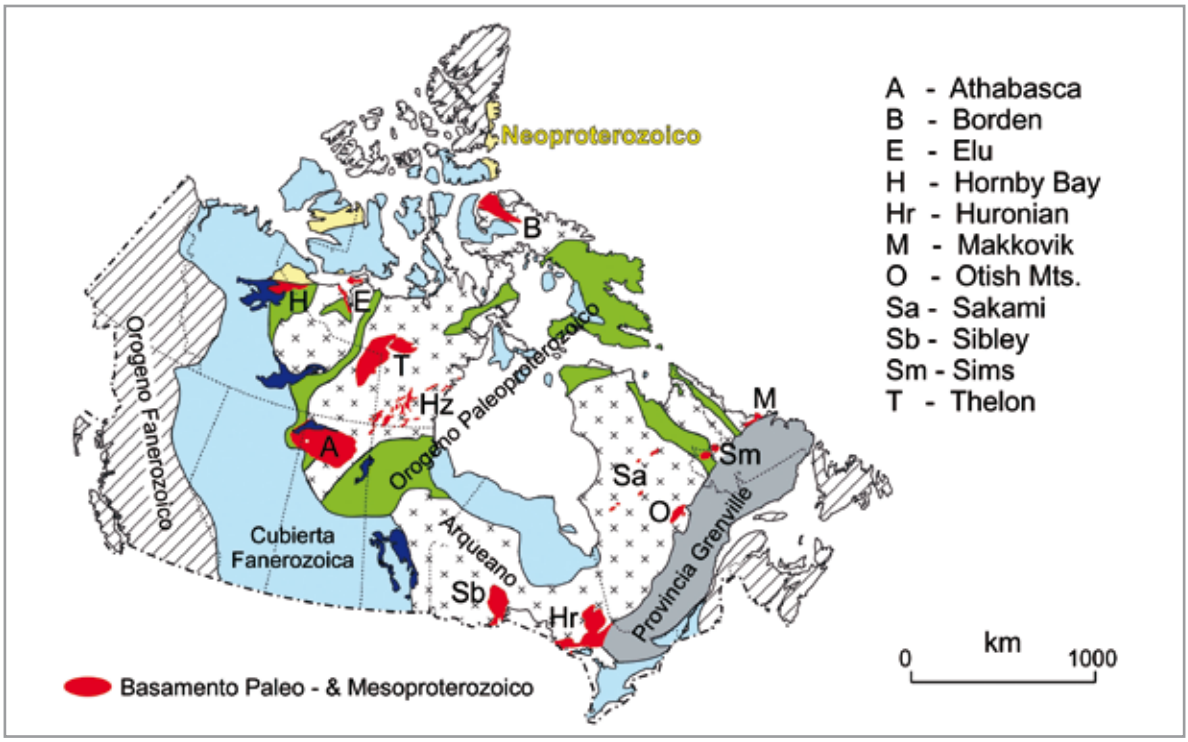


FIGURA No. 167 Mapa geológico generalizado de la Cuenca de Athabasca, Canadá, indicando localización de depósitos de uranio, tipo discordancia de Athabasca (en rojo) *(Tomado de Jefferson y otros, 2007)*

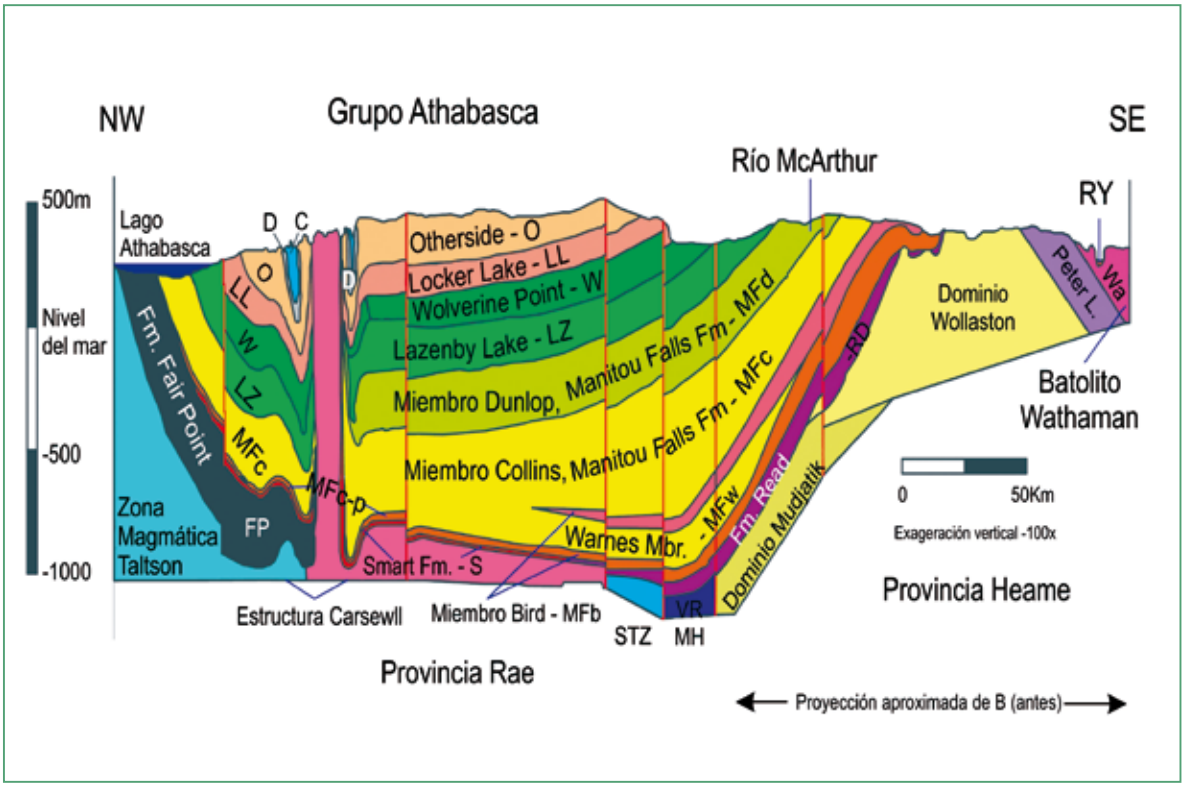


FIGURA No. 168 Sección vertical esquemática de la secuencia de Athabasca *(Tomado de Jefferson y otros, 2007)*

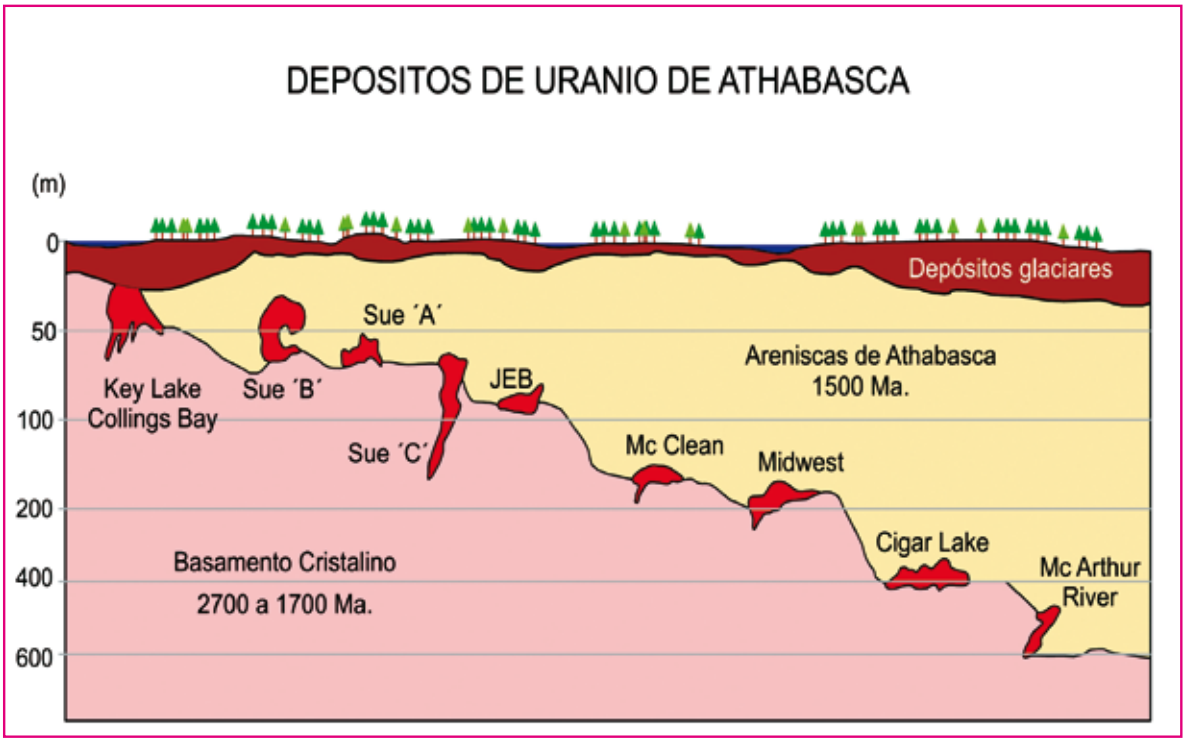


FIGURA No. 169 Sección indicativa de la localización en el perfil de la discordancia Athabasca-basamento de los diferentes depósitos de uranio *(Tomado de Jefferson y otros, 2007)*

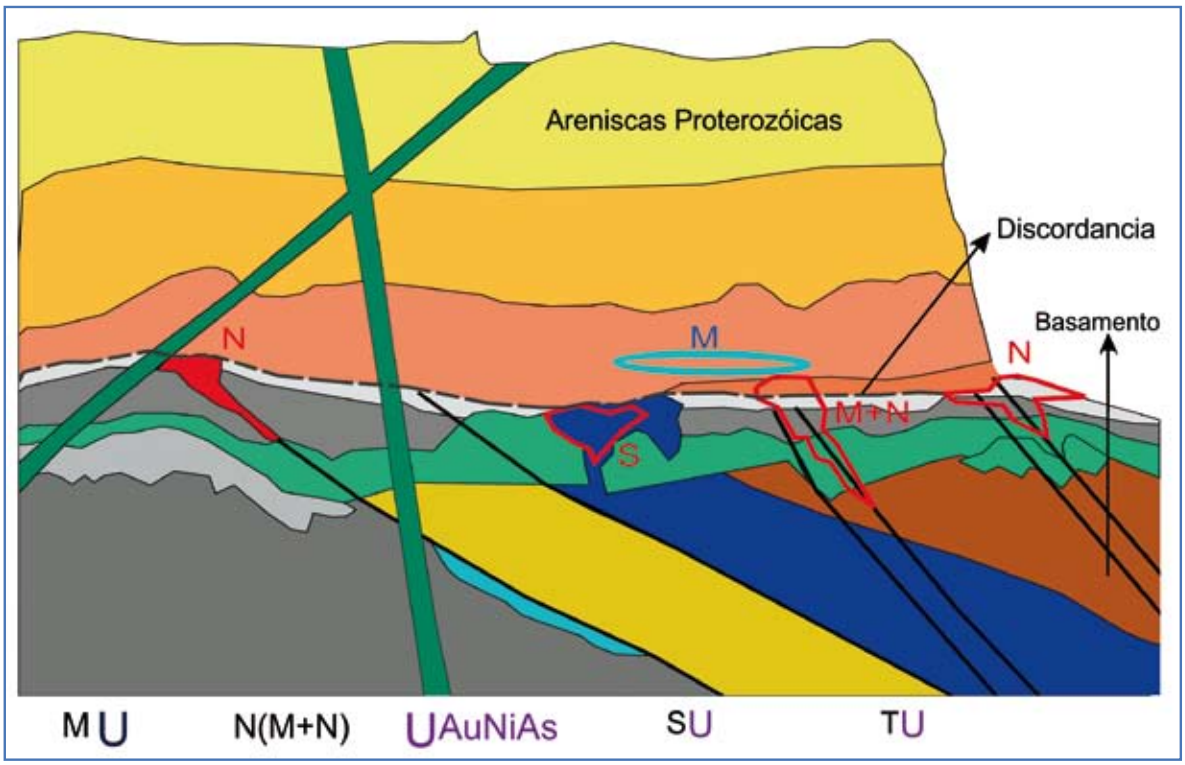


FIGURA No. 170 Depósitos de uranio tipo discordancias *(Tomado de Laznicka, 2009)*
Los depósitos de uranio tipo discordancia se denominan así porque las discordancias controlan tales concentraciones de óxidos de uranio (uraninita, pitchblenda), en forma de vetas, impregnaciones en la discordancia, debajo (en el basamento cristalino) y encima (en areniscas suprayacentes a la discordancia).
M=u en areniscas por infiltraciones encima de la discordancia. N=u (Au, Ni, As) debajo de la discordancia en el basamento m+n=m & n combinado s y u en collophanita (apatito) en mármoles paleoeskars T=u diseminado a lo largo de fallas.

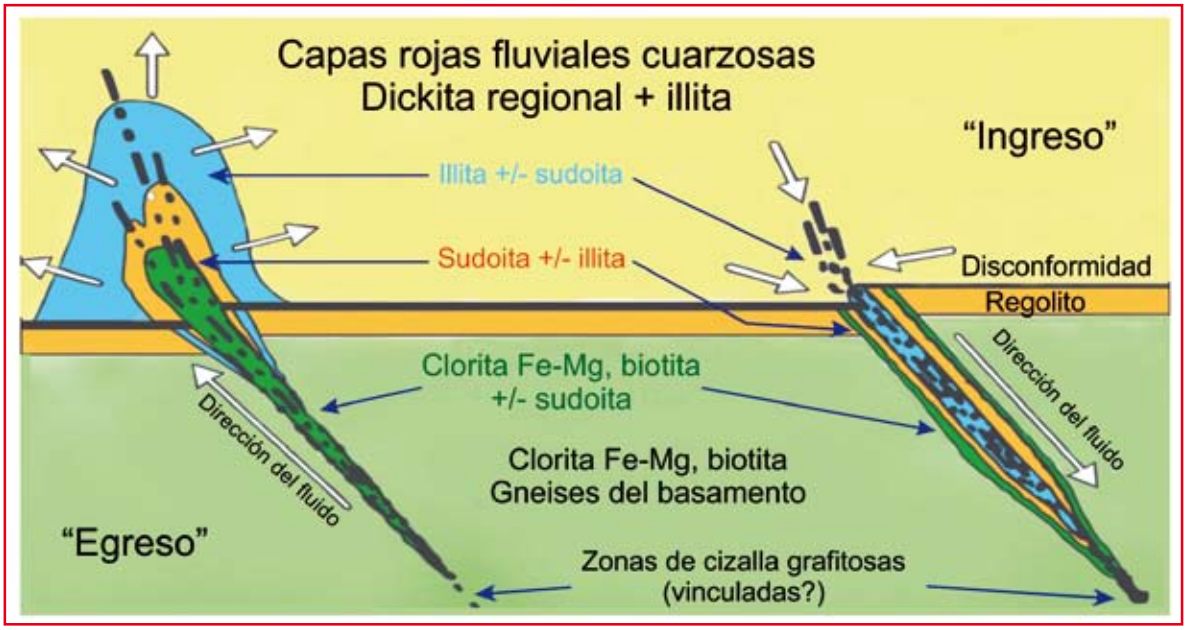


FIGURA No. 171 Balance químico-mineralógico de ingreso y de egreso de diversos cationes en la alteración y formación de depósitos de uranio tipo discordancia de Athabasca *(Tomado de Jefferson y otros, 2007)*

Pasquali y Sifontes (2007) afirman que la discordancia de la base del Grupo Roraima representa una importante área potencial para grandes depósitos de uranio, y que es muy parecida al área de East Alligator River de Australia, donde se localizan importantes depósitos de uranio (Jabiluka, Rangers, Koongarra y otros).

Las tres cuencas de Canadá se iniciaron con sedimentación continental fluvial post-tectónica, con componentes eólicos a deltáicos y, finalmente, marinos costeros, con desarrollo de alto grado diagenético que se asocia a la disconformidad, en el contacto areniscas de Athabasca-gneises del Paleoproterozoico, de depósitos ricos en uranio y otros metales.

El ambiente geotectónico de estos depósitos es el de una muy importante y significativa discordancia asociada a eventos hidrotermales, localizados en la base de estratos planos, casi horizontales, de menos de 5 km de espesor, de origen fluvial principalmente, depositados sobre una superficie de peneplanación de antiguos cratones de complejos ígneo-metamórficos, vale decir, el modelo Formación Uairén depositada discordantemente sobre basamento constituido de CRV-TTG de Pastora, y sobre basamento Cuchivero, según la localidad. Fallamiento y actividad hidrotermal son los desconocidos hasta ahora en Roraima.

La sedimentación en la cuenca Athabasca, en Canadá, comenzó hacia 1.740 Ma; en Thelon hacia 1.750 Ma, siguiendo luego intercalaciones tobáceas hacia 1.644 Ma y, finalmente, unos 100 Ma después se depositaron secuencias ricas en lutitas carbonosas. No puede haber mejor correlación de unidades litoestratigráficas y edades, entre las rocas de Athabasca y las de Roraima. Estas regiones debieron estar muy cerca durante la existencia de los supercontinentes Atlántica y Columbia.

Las lutitas carbonosas de Roraima en Amazonas deben ser de <1.550 Ma, puesto que yacen en una secuencia de Roraima discordante sobre el granito rapakivi de Parguaza. Edades en fluorapatito sugieren que el evento hidrotermal que enriqueció el uranio en la gran discordancia de Roraima tuvo lugar hacia 1.650 Ma - 1.750 Ma, es decir, en parte contemporáneo o relacionado al evento volcánico responsable de la sedimentación de las tobas, aunque hubo removilizaciones de uranio a 1.500 Ma y 1.350 Ma. Esto implica mayor posibilidad de éxito en la de Roraima de la Gran Sabana que la de Amazonas, por la ausencia de tales tobas en Amazonas.

Los depósitos de U comenzaron a formarse mientras se producía la sedimentación de la cuenca Athabasca, después de la temprana diagénesis y durante el máximo de la diagénesis a los 100 Ma y quizás hasta 200 Ma, después de la depositación original.

La mineralización de uranio se produce de la mezcla de un fluido del nivel de la arenisca de ambiente oxidado con un fluido derivado del basamento de ambiente reductor, en la intersección de una falla, generalmente inversa, de ángulo alto con la discordancia, arenisca-basamento ígneo metamórfico, conteniendo el basamento horizontes ricos en material grafítico o carbonoso.

La mayoría de las areniscas huéspedes de la mineralización ha sufrido desilicificación y abundante argilización, acompañados de minerales detríticos, tales como circón y turmalina. Alrededor del basamento, como huésped receptor, la alteración dominante es clorítica, con zonas ricas en illita, a expensas de la alteración de biotita, granate o cordierita.

La illita suele caracterizar el núcleo de la zona alterada y mineralizada. Complejas reacciones redox y reacciones ácido-base conducen a la precipitación de pitchblenda masiva, asociada a hematita y otros metales (Ni, Co, As, V).

Por lo antes referido, el potencial para encontrar este tipo de depósitos en la parte inferior y debajo de Roraima, en o próximo a la gran discordancia basal, utilizando los modelos de Thelon y Athabasca debe resultar exitoso, aunque ya **Pasquali (1977; 1981)** realizó alguna prospección sobre el Grupo Roraima, especialmente en la Gran Sabana, al parecer con resultados no muy optimistas de poder localizar un depósito explotable económicamente.

Sin embargo, la prospección sistemática por U en esa región debe reanudarse. En efecto, **Sifontes (1982)** reporta anomalías importantes de U en aguas superficiales del SE del Estado Bolívar, lo cual mantiene el potencial de la gran discordancia basal de Roraima.

También fuentes ricas en uranio, como el Complejo de Imataca (80% de rocas graníticas, aunque de bajo contenido de potasio) y de la Super-Asociación Cedeño, sirvieron de fuentes para las posibles concentraciones de uranio en la discordancia de sedimentos de la Faja Petrolífera de Venezuela, rica en materia orgánica carbonosa/lignítica reductora que facilitó la precipitación de U.

Ya se mencionó en la Provincia Cuchivero el potencial para localizar un posible depósito tipo Olympic Dam, en zonas falladas, de anomalía doble magnética y radimétrica, en el Granito Rapakivi de El Parguaza, en la zona indicada por **Sidder (1995)**. Finalmente, se tienen las altísimas, y verificadas anomalías de torio mediante sondeos, en la Carbonatita de Cerro Impacto, que a mayor profundidad pudieran estar relacionadas también a anomalías de Uranio **(Pasquali y Sifontes, 2007).**

Conglomerados de edad pre-Roraima, de ambientes reductores, tipo Blind River, deben ser considerados como "objetivos" prospectivos por uranio. En Amazonas serían los conglomerados de Guapuchí y equivalentes.

Conglomerados, tipo Witwatersrand, con pirita, oro y uranio, pertenecen 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 Ga - 1.0 Ga).

Sopa Bromadinho del Supergrupo Espinahco (1.77 Ga - 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 Espinahco contienen algo de oro. Al parecer, conglomerados tan antiguos como los de Jacobina no han sido localizados aún en la Guayana venezolana.

Diamantes en Roraima

El autor de este trabajo discrepa de **Reid (1974)** 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 Caroni.

El autor es partícipe de la idea de que Roraima representa el tope de una sección muy espesa de corteza continental, que se suma a la sección Cuchivero + Pastora/Supamo + Imataca, altamente favorable para alcanzar elevados gradientes geotérmicos en el manto superior para producir magmas kimberlíticos que transportaron los diamantes de ambientes peridotíticos, de más de 200 km de profundidad, a niveles superiores y hasta la superficie, por grandes fracturas, reabiertas y ampliadas por la acción de las orogenias de edad post-Roraima, tales como la Nickeriana (1.2 Ga) y la Brasiliano-Pan Africana (0.85-0.45 Ga), e incluso, la Varística con la disrupción de la Pangea (0.2 Ga). Perfiles sísmicos sobre Roraima en la Gran Sabana nos darían una idea de la profundidad del Moho, del espesor y estructura de la corteza en esa zona.

Tales orogenias reactivaron y ampliaron las fracturas pre-existentes y zonas de debilidad, tales como contacto de rocas competentes, lavas y tobas de Cuchivero, con rocas sedimentarias menos competentes de la base de Roraima.

Estas kimberlitas expuestas a la erosión por más de los últimos 40 millones de años, fueron en gran parte, totalmente (?) erosionadas. Sin embargo, **Briceño, 1991** (comunicación oral) localizó cerca de Aripichí cantos rodados de rocas carbonatíticas que, a veces, están asociadas a kimberlitas, como ocurre con las kimberlitas de Guaniamo y la carbonatita de Cerro Impacto.

Algunos prospectores estudiosos del tema han interpretado muchas estructuras subredondeadas, tipo sima, en Roraima, como el lugar que alguna vez ocuparon pipas kimberlíticas que, por cierto, a diferencia de las de Guaniamo que son kimberlitas eclogíticas, estas provenían del manto subyacente a un gran centro continental siendo, por tanto, muy probablemente, kimberlitas peridotíticas.

Esto también se infiere por el tamaño y calidad de sus diamantes, que suelen arrastrar o transportar menor volumen de diamantes, pero con más piezas o gemas de gran calidad y tamaño (el diamante Barrabás de Icabarú y muchísimas grandes piedras preciosas localizadas en esa zona, corrobora lo expresado).

En conclusión, los diamantes encontrados en los aluviones de la Gran Sabana y otras áreas cercanas, se derivaron de la meteorización de kimberlitas intrusivas en Roraima, localizadas no muy lejos de los actuales aluviones diamantíferos. 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 tipo de diamantes.

Orogénesis Nickeriana

Edades K/Ar, Ar/Ar y Rb/Sr de 1.350 Ma - 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 radimétrico "resetting", sobreimpuesta, debido a la Orogénesis Nickeriana **(Priem y otros, 1968)** o Grenville que afectó a rocas desde Suriname, Guyana, Venezuela, Colombia, Norte de Brasil y Centro-Sur de Norteamérica.

En Venezuela, la Orogénesis Nickeriana se conoce como Orogénesis Orinoquense **(Mendoza, 1977),** K'Mudku como episodio milonítico 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 Gurí, que afectó con recristalización y metamorfismo de bajo grado, regresivo en Imataca y Pastora, con desarrollo de minerales como pumpelita, prenita, epídoto, albita, muscovita, clorita, biotita, actinolita y otros.

De allí que este evento Nickeriano haya sido considerado como un evento tectonotermal regional **(Mendoza y otros 1977),** pero a causa del tectonismo, o por incremento en el flujo de calor, no ha sido identificado sino en la parte Norte del Escudo.

En Cuchivero y Parguaza, así 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 Gurí-Cabruta, entre otras, fueron determinantes en el emplazamiento de lamprófiros y kimberlitas, post-Nickerian y pre-Brasiliano Pan Africano (0.85-0.7 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 granulítica hace unos 1.172 Ma, y a la formación de anortositas en Santa Marta **(Priem y otros, 1989).**

Este grado metamórfico y deformación asociada se interpretó como debida a colisión continental **(Park 1992)** que condujo a la formación de un gran supercontinente (Rodinia) del Neoproterozoico, durante la Orogénesis Grenvilliana o Nickeriana en los 1.200 Ma ± 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, de Norteamérica, dejado en el borde NW de Sur América durante la separación de ambos continentes hacia el Mesozoico.

DIABASAS CON MODERADO A ALTO TiO_2										
	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_2O_3	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_2O_3)	14,61	10,32	16,16	16,72	13,41	10,62	14,71	13,94	16,00	15,98
K_2O/Na_2O	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_2O_3/MgO	1,72	2,73	0,79	0,23	0,27	0,21	0,26	0,79	0,61	0,4
$K_2O + Na_2O$	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 No. 31 Análisis químico de diabasas y rocas asociadas intrusivas en el Grupo Roraima *(Tomado de Moreno y Lira, 1977)*

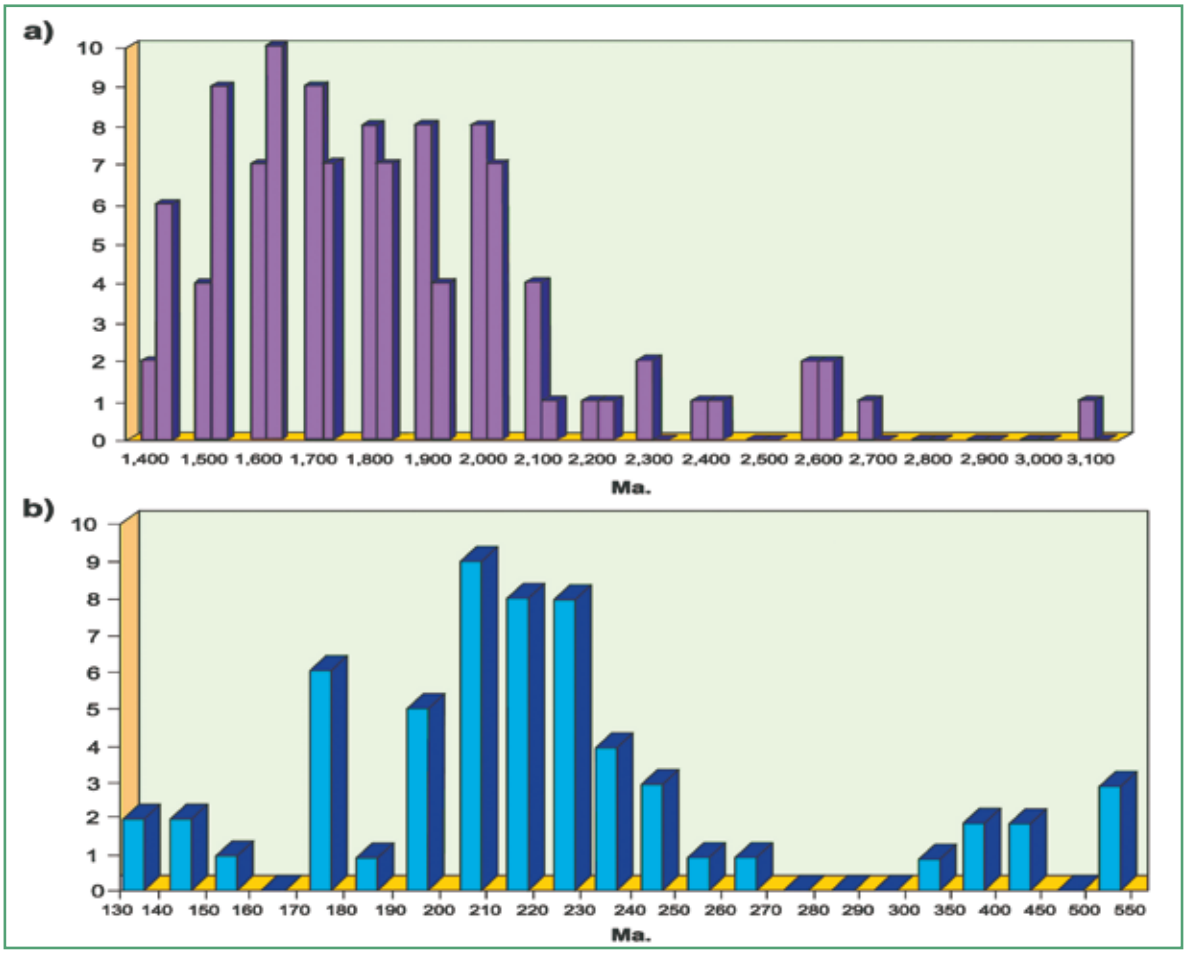


FIGURA No. 172 *A.* Edades potasio-argón de diabasas del proterozoico del escudo de Guayana ***B.*** Edades potasio-argón de las diabasas del fanerozoico intrusivas en las rocas del Escudo de Guayana *(Tomado de Sidder y Mendoza, 1995)*

LEVANTAMIENTOS MESOZOICO-CENOZOICO

Como consecuencia de ajustes isostáticos epirogénicos, a partir de la disrupción de la Pangea, con la separación de África de Sur América 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, que 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, en Cerro Misión y en La Pascua.

Este levantamiento último ocasionó una más acelerada erosión del Escudo y subsecuente depositación en cuencas localizadas al Norte del Río Orinoco (**Olmore y otros, 1986),** y la formación de grabens por reactivación de antiguas fallas al NW del Río Caura. Al menos unos seis niveles de altoplanación se registran en la Guayana venezolana, que, de más a menos elevados son los siguientes:

- Nivel Duida-Marahuca con más de 3.400 m.s.n.m.
- Nivel Auyantepui de 2.000 a 2.900 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 los dos primeros planaltos es desconocida, aunque **Schubert y otros (1986)** estiman que sea Mesozoico. La edad de los otros cuatro niveles (Imataca a Delta del Orinoco) se comenzaron a formar desde hace 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 alumínicas, tipo Pijiguaos. Similares superficies de altoplanación han sido localizadas en Guyana, Suriname, Brasil, Guayana Francesa, África Occidental y la India **(Gibbs y Barron, 1993).** Períodos de levantamiento, seguidos de disección en respuesta a tales levantamientos y pendientes paralelas durante sucesivos intervalos de estabilidad, se considera que puedan ser las causas de formación de estas superficies de planación. Control tectónico, tipo de meteorización, dómico-esferoidal de los Granitos rapakivis de El Parguaza, por ejemplo, y composición litológica original, controlaron y facilitaron el desarrollo de tales superficies.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su más profundo agradecimiento por los aportes realizados al conocimiento de la Geología de Guayana, y que sirvieron de base a este trabajo académico, a las siguientes instituciones y empresas y, en ellas, a los numerosos colegas y amigos: Corporación Venezolana de Guayana, CVG Tecmin, U.S.G.S., CVG Minerven, CVG Ferrominera de Orinoco, Revemin II C.A., Bolívar Gold, M.S., Brisas del Cuyuni, Chicanan Resources, Gran Colombia Gold Corp., Crystallex C.A. Minera Hecla de Venezuela, Ministerio de Energía y Minas, Universidad de Oriente, Universidad Central de Venezuela, Geólogos y amigos del U.S.G.S., y tantas otras que escapan a mi memoria. Gracias de nuevo a todos.

Agradecimiento muy especial para mi madre, mis hijos y mi adorada esposa y compañera de toda la vida, Cande, por compartir y sacrificar y, a la vez, disfrutar muchísimos años de nuestras vidas, desde las zonas más alejadas del Amazonas hasta Ciudad Piar, en mi aún en progreso autorrealización profesional, con mi otro gran amor, la Geología del Escudo de Guayana, contenedora del 80% de la historia del planeta y de recursos naturales tan gigantescos, cuyo potencial no ha sido todavía bien explorado, descubierto, estimado y, mucho menos, evaluado.

Mis mayores reconocimientos a mis asistentes, Geólogos Hernán Ortiz, Daniel Lucero, Sandra Ahumada y Jenny Chávez, así como a mi secretaria y asistente Heliana Guzmán, que dedicaron muchas horas de su tiempo libre a elaborar las figuras y tablas, en revisar y corregir el texto y en buscar y supervisar su edición final.

La edición de este libro se debe a la generosa financiación por parte del geólogo y amigo Hernán Ortiz , así como de la empresa Gran Colombia Gold Corp., C.A., mi eterna gratitud para ambos.

Los más de 3.000.000 de barriles diarios de energía hidroeléctrica equivalentes, los 6.000 millones de toneladas de bauxitas, los 11.000 millones de toneladas de hierro de bajo tenor y 1.500 millones de toneladas de hierro de alto tenor, las 8.000 toneladas potenciales de oro, sólo 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 a los otros recursos minerales del País y, sobretodo, a una cada vez más necesaria y mejorada calidad de educación, nos permitan alcanzar una mejor calidad de vida 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, una de las grandes vías para recorrer. Sigámosla con vocación y total dedicación, amor y gratitud.

El autor

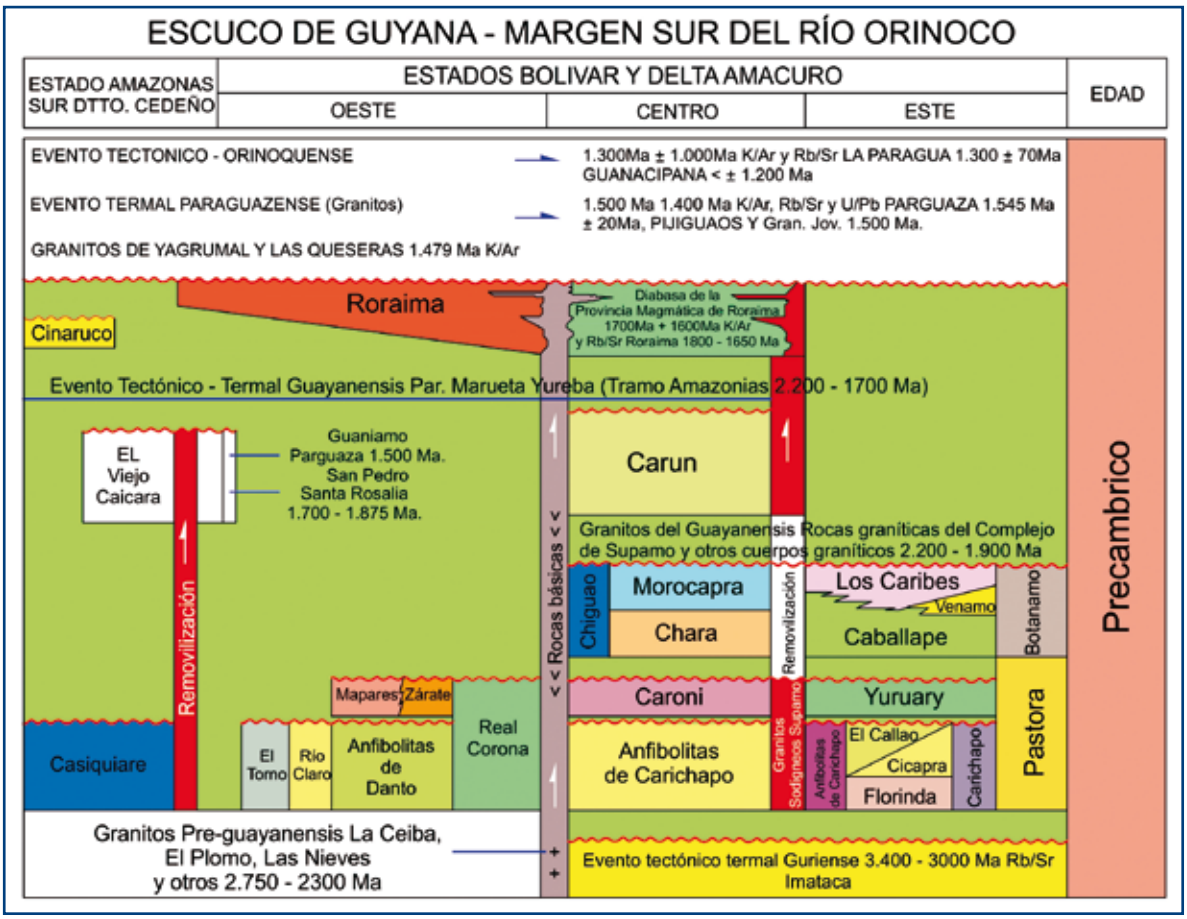


FIGURA No. 173 Secuencias litoestratigráficas del precámbrico del Escudo de Guayana *(Léxico Estratigráfico de Venezuela 1997)*

BIBLIOGRAFÍA

Abbott, D. y Isley, A., 2001. "Oceanic upwelling and mantle-plume activity: Paleomagnetic test of ideas on the source of the Fe in early Precambrian iron formations". En: Geol. Soc. America, Spec. Paper Vol. 352, p. 323-339.

Aguinagalde, A.C., "Actualización del Mapa Metalogénico del Estado Bolívar a escala 1: 1.000.000 (De acuerdo a las normativas de la Comisión del Mapa Geológico del Mundo, CMGM)". En: Tesis de Grado, UDO, Cd Bolívar, 2005.

Alberdi, M., 1989. "Informe Geológico-Geoquímico de la Zona El Pistón de Uroy-Abaren". En: CVG-Tecmin,C.A. Reporte Anual.

Alberdi, M., y Contreras, G., 1995. "Estratigrafía del Grupo Roraima: Interpretación petrologica en la región noreste del Parque Nacional Canaima, Estado Bolivar, Venezuela". En: U.S. Geological Sur. Bull., Núm. 2124, p. I1-I19.

Alkmim, F.F. y Noce, C.M., 2006. "The Paleoproterozoic Record of the São Francisco craton". En: Internt. Geol. Correlation Program, IGCP 509 Paleoproterozoic Supercontinents & Global Evolution.

Allibone, A.H., McCuaig, T., Harris, D., Etheridge, M., Munroe, S., Byrne, D., Amanor, J. y Gyapong, W., 2002. "Structural controls on gold mineralization at the Ashanti Deposit, Obuasi, Ghana". En: Soc. of Econ. Geol. Spec. Vol. 9, p. 65-93.

Almeida, J., Oliveira, M., Dall'Agnol, R., Leite, A. y Althoff, F., 2008. "Mesoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain, Amazonian Craton". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Almeida, J.A.C, Dall'Agnol, R. y Oliveira, D.C., 2006. "Gelogoy, Petrography and Geochemistry of the Anorogenic Bannach Granite, Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Pará". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. y Oliveira, E.C., 2007. "Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield". En: Precam. Research. Vol. 155, p. 69-97.

Almeida, M.E. y Macambira, M.J.B., 2006. "Geology, zircon geochronology and mineralizations of Paleoproterozoic Granitoids from the Uatumã-Anauá Domain, Central portion of Guyana Shield, Southeast of Roraima, Brazil". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem, Pará, Brazil.

Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Poitrasson, F., Veloso, C.A. y Oliveira, E.C., 2008. "I- and S-type granitoid rocks: Nd-Pb isotopic constraints on the Paleoproterozoic geodynamic evolution of the central region of the Guyana Shield.". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Althoff, F., Barbey, P. y Boullier, A.M., 2000. "2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil)". En: Precam. Research, Vol. 104, p. 187-206.

Arndt, N.T., Lesher, C.M. y Czamanske, G.K., 2005. "Mantle-Derived Magmas and Magmatic Ni-Cu-(PGE) Deposits". En: Econ. Geol. 100th Anniversary Vol, p. 5-23.

Annesley, I., Wheatley, K., Wasyliuk, K., McCready, A. y Hajnal, Z., 2007. "Basement rock parameters that control the genesis of high-grade unconformity-type uranium deposits in the Athabasca basin". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Aponte, E., 2005. "Geología y evolución geodinámica del Cinturón de Rocas Verdes Paleoproterozoico de Guasipati, en el Escudo de Guayana, Venezuela". En: Tesis de Grado, Universidad de Oriente, Ciudad Bolívar.

Aponte, E., 2008. "Petrogénesis de la suite TTG del Complejo de Supamo". En: Geos (UCV, Caracas), 39:67 + 6p.

Aray, F. y Balcusio, M., 1997. "Sección Geológica-Minera. Perfil Geológico de la Mina Colombia, El Callao, Estado Bolívar, Venezuela". En: VIII Cong. Geol. Venezolano, T1, p. 7-14.

Ascanio, T., Gustavo, 1975. "El Complejo de Imataca en los alrededores del Cerro Bolívar, Venezuela". En: Conf. Geol. Interguiana. 10th. Belen, Brasil. Mem. p. 181-197.

Ascanio, T., Gustavo, 1985. "Yacimientos de mineral de hierro del Precámbrico de Venezuela". En: 1 Simp. Amazónico. Puerto Ayacuacho. Ven., Marzo 1981, Bol. Geól. Publ. Esp. N°10, p. 464-473.

Ascanio, G., Mendoza, V., Candelaria, J. y Garcia, A., 1985. "Sección geológica La Escalera-Santa Elena, Estado Bolívar, Venezuela". En: VI Cong. Geol. Venezolano, T3, p. 1409-1431.

Ascanio, G. y Scherer, W., 1989. "Reconocimiento geológico del área de Tapirapecó, T.F. Amazonas". En: VII Cong. Geol. Venezolano., Barquisimeto, Estado Lara, 1, p. 41-56.

Attoh, K., Corfu, F. y Nude, P.M., 2007. "U-Pb zircon age of deformed carbonatite and alkaline rocks in the Pan-African Dahomeyide suture zone, West Africa". En: Precam. Research. Vol. 155, Núm. 3-4, p. 251-260.

Avelar, V.G., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C. y Lahondère, D., 2003. "Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean vesus Neoarchean signatures". En: Géologie de la France, N° 2-3-4, p. 83-89.

Bahlburg, H., y Hervé, F., 1997. "Geodynamic evolution tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile". En: Geol. Soc. of America, Bull. Vol. 109, No. 7, p. 869-884.

Baragar, W.R.A., Ernst, R.E., Hulbert, L. y Peterson, T., 1996. "Longitudinal Petrochemical Variations in the Mackenzie Dyke Swarm, Northwestern Canadian Shield". En: Jour. Petrol. Vol. 37, p. 317-359.

Bastos Neto, A.C., Minuzzi, O., Pereira, V., Ronchi, L.H., Frantz, J.C., Ferron, J.M.T.M. y Lima, E.F., 2006. "The Pitinga Cryolite Deposit (Amazonas, Brazil)". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Chmait, B., Gallardo, E. y Moreno, Ch., 2008. "Geología y mineralización en el sector Bizkaitarra. Distrito minero Km 88. Estado Bolívar, Venezuela". En: Geos (UCV, Caracas), 39:71 + 6p.

Barbarin, B., 1999. "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments". En: Lithos. Vol. 46, p. 605-626.

Barbosa, J.S.F. y Sabaté, P., 2004. "Archaean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features". En: Precam. Research, Vol. 133, p. 1-27.

Barley, M.E., Krapez, B., Groves, D.I. y Kerrich, R., 1998. "The Late Archaean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity". En: Precam. Research Vol. 91, Núm. 1-2, p. 65-90.

Barrios, F., Cordani, H. y Kasawachita, K., 1985. "Caracterización Geocronlógica del T.F. Amazonas, Venezuela". En VI Cong. Geol. Venezolano, Vol. 3, p. 1432-1480.

Barros, A.J.P., Xavier, R.P., Leite, J.A.D. y Macambira, M.J.B., 2006. "Granitogenesis of the Peixoto de Azevedo-Novo Mundo Region, Alta Floresta, Auriferous Province (MT): tectonic and metallogenetic implications". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Barros, M.A.S., Padilha, R.A., Rubert, R.R., 2006. "Iriri volcanism and Rio Dourado Granite: A-type Paleoproterozoic magmatism in Northeastern Mato Grosso - Brazil". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, Pará, Brazil.

Barros, M.A.S., Padilha, R.A., Rubert, R.R., Silva, G.D. y Pimentel, M.M., 2005. "Grupo Iriri e granito Rio Dourado, magmatismo Paleoproterozoico do sul da Área Xingú-Iricoumé-Nordeste de Mato Grosso". En: Simp. de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabro Frio, Rio de Janeiro, atas.

Barros, C.E.M., Sardinha, A.S., Barbosa, J.P.O., Dall`Agnol, R., Barbey, P., Boullier, A.M., Macambira, M.J.B. y Scheller, T., 2006. "The syntectonc Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenetic Province, Northern Brazil." En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Belém, Pará, Brazil.

Barth, M.G., Rudnick, R.L., Carlson, R.W., Horn, I. y McDonough 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 Vol. 118, Núm. 3-4, p. 267-283.

Barton, M.D. y Johnson, D.A., 1996. "Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide - (REE–Cu-Au-U) mineralization". En: Geol. Vol. 24, p. 259-262.

Bastos, A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F, Ferron, J.M.T.M, Minuzzi, O., Prado, M., Ronchi, L.H., Flores, J., Frantz, J.C., Pires, A., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N.F., Rolim, S.B.A., Rocha, F. y Ulmann, L., 2005. "A Jazida de Criolita da Mina Pitinga (Amazonas)". En: Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. Brasília: FINEP/DNPM/ADIMB, 2005, p. 477-552.

Bellizzia, A., Pimentel de Bellizzia, N. y Rodríguez, S., 1980. Mapa Metalogenético de Venezuela. Mem, Caracas. Direccion de geología. 2 Karten.

Bellizzia, A., De Bellizzia, N.P. y Rodriguez. S., 1981. Recursos Minerales de Venezuela y su Relación a la Metalogénesis. Mem. Bol. Geo. Publ. Esp. Núm. 8, p. 244.

Benaim, N., 1974. Geología de la RegióJAJAJA-AJn El Dorado-Anacoco-Botanamo, Estado Bolívar. Conf. Geol. Interguanas., 1972, MEM. Publ. Esp. p. 198-206.

Benaim, N., 1997. "Revisión del Grupo Botanamo. Formación Venamo". En: Bol. Geol. Caracas, Mem, 18 (31), p. 7-10.

Berger, B.R., Ayuso, R.A., Wynn, J.C. y Seal R.R., 2008. "Preliminary Model of Porphyry Copper Deposits". En: U.S. Geol. Surv Open-File Rep. 2008-1321, p. 1-55.

Bernascone, A., 1997. "The Geology, Geochemistry and Mineralization of Las Cristinas Gold Deposit. Km 88, Venezuela". En: IV Simp. del Oro en Venezuela, AVO. Resumen.

Bertani, C. y Moreno, L., 1989. "Caracterización Mineralógica del Elemento Fósforo en las protomenas y menas del Cerro Bolívar". En Geol. Venezolano, Vol. 2, T4, p. 1.746-1.767.

Bertschinger, E., 1998. “Simulations of Structure Formation in the Universe”. En: Annu. Rev, Astron. Astrophys, Vol. 36, p. 599-654.

Best, M.C., 2003. “Igneous and metamorphic petrology”. En: Blackwell Publ. Brigham Young, Univ. Oxford, p. 729.

Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., W.B. y Payolla, B.J., 1999. “Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondonia in province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications”. En: Precam. Research, Vol. 95. p. 41-67.

Bickford, M.E., Wooden, J.L. and Bauer, R.L., 2004. “New SHRIMP U-Pb zircon ages for the Paleoarchean to Mesoarchean rocks of the Minnesota River Valley”. En: Geol. Soc. America Programas with Abstracts, Vol. 36, Núm. 5, p. 458.

Bierlein, F.P., Groves, D.I., Goldfarb, R.J. y Christie, A.B., 2007. “Lithospheric footprints of giant orogenic gold systems”. En: The Univ. of West Australia, april, p. 70-76.

Bingen, B., Andersson, J., Söderlund, Ulf., Möller, Ch., 2008. “The Mesoproterozoic in the Nordic countries”. En: Episodes, Vol.31, No 1. p. 35-43.

Bleeker, W., Hamilton, R.E., Ernst, R.E. y Kulikov, V.S., 2008. “The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: New constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega). Resúmenes.

Bizzi, L.A., 2005. “The Venezuelan Guyana shield Basement Dating Project, progress report” . En: Geos (UCV, Caracas), Vol. 38, Núm. 112-113, 194 p.

Bokor, L., 2007. “The Supercontinent cycle hypothesis”. En: Univ. Wolverhampton www.frutexcowsite.com/Geography/Supercontinent_Cyle_theory.doc

Borges, R.M.K., Dall’Agnol, R., Costi, H.T. y Feio, G.R.L., 2006. “Tin-mineralized greisens and sodic episyenites associated with Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton”. En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Bosma, W., Kroonenberg, S.B., Maas, K. y De Roever, E.W.F., 1983. “Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam”. En: Geologie & Mijnbouw, Vol. 62, p. 241-254.

Botelho, N., Moujra, M.A. y Olivo, G.R., 2006. “The breves Deposit, Carajás, Brazil: a hybrid Cu ± (Au, Mo, W, Sn, Bi, Co) mineralization related to 1.88 Ga reduced a-type granite and volcano-sedimentary country rocks”. En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Belem do Para, Brazil.

Briceño, H., Tapia, J., Estanga, Y., 1989. “Formación Ichúm, volcanismo ácido del Grupo Roraima”. En: VII Cong. Geol. Venezolano, T5, p. 52-81.

Brito, M.F.L, Almeida, M.E., Ferreira, A.L. y Monteiro, M., 2000. “Proterozoic acid Plutonism in the Tapajós Province Amazonian Craton Brazil: petrochemistry and ages”. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C. y Fuck, R.A., 1999. “From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage”. En: Episodes, Vol. 22, Núm. 3, p. 155-166.

Brooks, W.E, Guerra, A. y Nuñez, F., 1995. “Gold Resoures of the Rio Chivao study area, Estado Bolivar, Venezuela”. En: Sidder, G.B., Garcia, A.E., and Stoeser, J.W., eds., Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana shield: U.S. Geol. Surv. Bull. Núm. 2.124, p. H1-H5.

Brooks, W.E., Tosdal, R.M. y Nuñez, F., 1995. “Gold and diamond resources of the Icabarú Sur study area, Bolivar State, Venezuela”. En: Sidder, G.B, Garcia, A.E., and Stoeser, J.W., eds., Geology and mineral deposits of the Guayana Shield, Venezuela: U.S. Geol. Surv. Bull. Núm 2.124, p. L1-L9.

Brown, M. y Rushmer, T., 2006. “Evolution and Differentiation of the Continental Crust” En: Cambridge Univ. Press, p. 562.

Bryan, S., 2007. “Silicic Large Igneous Provinces”. En: Episodes, Vol. 30, Núm. 1, p. 20-31.

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 geochronology”. En: Precam. Research Vol. 110 Núm. 1-4, p. 9-32.

Calzia, J.P. y Ramo, O.T., 2005. “Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA”. En: Earth Sci. Reviews, Vol. 73, Núm. 1-4, p. 221-243.

Campbell, I.H., 2001. “Identification of Ancient Mantle Plumes”. En: Geol. Soc. America. Spec. Paper, Vol. 352, p. 5-21.

Candela, P.A., 2003. “Ore in Earth’s Crust”. En: Treatise on Geochemistry, The Crust, R. Rudnick (ed.), Vol. 3.

Candela, P.A. y Piccoli, P.M., 2005. “Magmatic Processes in the Development of Porphyry-Type Ore Systems”. En: Econ. Geol. 100 Anniversary, p. 25-38.

Cannovas, E. y Mendoza, V., 1997. “Geología y mineralización aurífera de la mina Tomi, Distrito Aurífero El Callao, Estado Bolívar, Venezuela”. En: IV Simp. Del Oro en Venezuela, AVO, Resumen.

Cassard, D., Billa, M., Lambert, A., Picot, J.-C., Husson, Y., Lasserre, J.-L. y Delor, C., 2008. “Gold predictivity mapping in French Guiana using an expert-guided data-driven approach based on a regional-scale GIS”. En: Ore Geol. Reviews, Vol. 34, Núm. 3, p. 471-500.

Cecchi, A., Salas, A. y Fraser, R., 2008. “Geología y mineralización aurífera del depósito de Isidora El Callao-cinturón de Rocas Verdes de Guasipati - El Callao, Oriente de Venezuela”. En: Geos (UCV, Caracas), 39:71 + 13p.

Cerný, P., Blevin, P.L., Cuney, M. y London, D., 2005. “Granite-Related Ore Deposits”. En: Econ. Geol. 100 Anniversary, p. 337-370.

Champion, D.C y Smithies, R.H H., 2001. “Archaean Granites of the Yilgarn & Pilbara cratons, Western Australia”. En: Geoscience Australia.

Channer, D.M.DeR., Egorov, A. y Kaminsky, F., 2001. “Geology and structure of the Guaniamo diamondiferous Kimberlite Sheets, South-West Venezuela”. En: Rev. Bras. Geociênc., Vol. 31, Núm. 4, p. 615-630.

Channer, D.M.deR. y Coopper, R.E.C., 1997. “The Guaniamo Diamond Region, Bolívar State, Venezuela: A new kimberlite Province”. En: Mem. VIII Con. Geol. Venezolano, T1, p. 143-146.

Channer, D.M.deR., Andrei, E. Y Felix, K., 2001. “Geology and Structure of the Guaniamo Diamantiferous Kimberlite Sheets, South-west Venezuela”. En: Geo. Do diamante. Rev. Bras. De Geoc., Vol. 31, Núm. 4, p. 615-630.

Chase, R.L., 1965. “El Complejo de Imataca, la Anfibolita de Panamo y la Trondjemita de Guri: rocas Pre-Cámbricas del Cuadrilátero de Las Adjuntas-Panamo, Estado Bolívar, Venezuela”. En: Mem. Bol. Geol., Caracas, Vol. 7, Núm. 13, p. 105-215.

Chown, E.H., Harrap, R. y Moukhsil, A., 2002. “The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada”. En: Precam. Research. Vol. 115, Núm. 1-4, p. 291-310.

Christiansen, R.L., Foulger, G.R. y Evans, J.R., 2002. “Upper-mantle origin of the Yellowstone hotspot”. En: Geol. Soc. of America Bull, Vol. 114, Núm. 10, p. 1.245-1.256.

Chen, G-N. y Grapes, R., 2007. “Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution”. En: Springer, N.Y., 278 p.

Clemens, J.D., Yearron, L.M. y Stevens, G., 2006. “Barberton (South Africa) TTG magmas: Geochemical and experimental constraints on source-rock petrology, pressure of formation and tectonic setting”. En: Precam. Research. Vol. 151, Núm. 1-2, p. 53-78.

Clout, J.M.F. y Simonson, B.M., 2005. “Precambrian Iron Formations and Iron Formation-Hosted Iron Ore Deposits”. En: Econ. Geol. 100 Anniversary, p. 643 – 679.

Cohen, H.A. y Gibbs, A.K., 1989. “Is the equatorial Atlantic discordant?”. En: Precam. Research. Vol. 42, Núm. 3-4, p.353-369.

Coimbra, A.M. y Peixoto, S.F., 2006. “Geochemistry of Pitinga Bauxite Deposit-Amazonian Region-Brazil”. En: Regolith 2006 – Consolidation and Dispersion of Ideas, p. 144-146.

Cole, E. y Heesterman, L.J., 2005. “Geology Map of Guyana, scale 1:3.500.000, Guyana Geology and Mines Commission”.

----------, “Aeromagnetic Map of Guyana, at scale 1:350.000” En: Guyana Geology and Mines Commisions.

Condie, K.C., 1994. “Archean Crustal Evolution” En: Developments in Precambrian Geology 11. Elsevier, 542 p.

Condie, K.C., 1994. “Greenstones through time”. En: En: Condie, K.C. (Ed.), 1994, Archean Crustal Evolution, p. 85-120. Elsevier Publ. Co. New York, 528 p.

Condie, K.C., 1997. “Plate Tectonics and Crustal Evolution”. En: 4 ed. Butterworh-Heinemann, Oxford, 282 p.

Condie, K.C., 1998. “Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?”. En: Earth Planet. Sci. Let. Vol. 163, Núm. 1-4, p. 97-108.

Condie, K.C., 2001. “Mantle plumes and their record in Earth History”. Cambridge Univ. Press, 306 p.

Condie, K.C., 2002. “Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent”. En: Gondw. Research. Vol. 5, Núm. 1, p. 41-43.

Condie, K.C., 2003. “Supercontinents, superplumes and continental growth: the Neoproterozoic record”. En: Geol. Soc. Lond Espc. Publ. “Tectonic of Rodinia and Gondwana: Continental growth, Supercontinent Aseembly and Breakup, Vol. 206, p. 1-21.

Condie, K.C., 2003. “TTGs and adakites: are they both slab melts?”. En: Lithos Vol. 80, Núm. 1-4, p. 33-44.

Condie, K.C., 2005. “Earth as an evolving planetary system”. En: Elsevier Ac. Pres., San Diego, USA., 447 p.

Condie, K.C., 2007. “The Distribution of Paleoarchean Crust”. En: Earth´s Oldest Rocks” Ed por Kranendonk, M.J.V., Smithies, R.H y Bennett, V.C. of Developments in Precambrian Geology, Vol. 15, Condie, K.C., Series Ed. Elservier B.V., p.9-18.

Condie, K.C., 2007. “Accretionary orogens in space and time”. En: Geol. Soc. of America Memoir 200, p 145-158.

Condie, K.C. y Sloan, R.E., 1998. “.Origin and Evolution of Earth: Principles of Historical Geology”. En: Ed. Prentice Hall, New Jersey, USA., p. 498.

Condie, K.C., Des Marais, D.J. y Abbott, D., 2000. “Geologic evidence for a mantle superplume event at 1.9 Ga”. En: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, G3, Vol. 1, p. 95.

Condie, K.C., Des Marais, D.J. y Abbott, D., 2001. “Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates?”. En: Precam. Research, Vol. 106, Núm. 3-4, p. 239-260.

Condie, K.C. y Pease, V., 2008. “When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth?”. En: Geological Soc. of America, Special Pap. 440, p. 294.

Condie, K.C. y Kröner, A., 2008. “When did plate tectonic begin? Evidence from the geological record”. En: The Geological Soc. of America, Special Pap. 440, p. 281-294.

Cooke, D., 2008. “Porphyry Cu-(Au-Mo) deposits-products of plutonism in compressional tectonic regimes”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Corbett, G., 2009. “Anatomy of porphyry-related Au-Cu-Ag-Mo mineralised systems: Some exploration implications”. En: Australian Inst. of Geosc. North Queensland Exploration Con, p. 13.

Cordani, U.G y Brito Neves, B.B., 1982. “The Geologic Evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic”. En: Rev. Brasileira de Geociencias, Vol. 12, Núm. 1-3, p. 78-88.

Cordani, U. G. y Sato, K., 1999. “Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks”. En: Episodes, Jour of Internt. Geosc, Vol. 22, Núm. 3, p. 167-173.

Cordani, U. G., Sato, K., Teixeira, W., Tassarini, C.C.G. y Basei, M.A.S., 2000. “Crustal evolution of the South America Platform”. En: Tectonic Evolution of South America, Publ. Esp. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000, p. 19-40.

Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassariri, C.C.G., Kawashita, K. y Sato, K., 1988. “The growth of the Brazilian Shield”. En: Episodes, Vol. 11, Núm. 3, p. 163-167.

Corriveau, L. and Mumin, H., 2006. “Iron Oxide Copper-Gold Deposits: A Canadian perspective as introductory remarks to the Special Session”. En: Yellowknife Geoscience Forum, program with abstracts.

Costi, H.T., Borges, R.M.K. y Dall´ Agnol, R., 2005. “Depósitos de estanhos da mina Pitinga, Estado do Amazonas”. En: ADIMB/DNPM.Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/ADIMB/CTMineral, Finep, p. 391-476.

Costi, H.T. y Dall’Agnol, R., 2006. “Mineral chemistry of feldspars and lithium and iron micas of the albite granite facies of the Madeira Pluton, Pitinga, Brazil. “En: En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Coutinho, M.G. da N., Santos, J.O.S., Fallic, A.E. y Lafon, J.M., 2000. “Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil”. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Cox, D.P., 1986. “Descriptive model of Olympic Dam Cu-U-Au.”, En: Mineral Deposit Models, Cox, D.P. & Singer, D.A., edts.: U.S. Geol. Surv, Bull. 1.693, p. 379.

Cox, D.P., Wynn, J.C., Sidder, G.B. y Page, N.J., 1993. “Geology of the Venezuelan Guayana Shield”. En: U.S. Geol. Surv. Bull. Núm. 2.062, p. 9-15.

Czarnota, K., Blewett, R., Champion, D. y Henson, P., 2008. “Geodynamic evolution of the Eastern Goldfields Superterrane: New insights for the development of Neoarchaean crust.” En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Da Costa, M.L., Fernández, O.C.J. y Riquelme, M.E., 2007. “O Deposito de Mangenés do Azul, Carajás. Estratigrafía, Mineralogía, Geoquímica e Evoluaco Geologica”. En: Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia, p. 227

Da Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M. y Delor, C., 2006. “Zircon Geochronology and Sm-Nd isotopic study: Further constraints for Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil”. En: Gondw. Research, Vol. 10, p. 277-300.

Da Silva, M.G., Texeira, J.B.G., Pimentel, M.M., Vasconcelos, P.M., Arielo, A. y Rocha, W.J.S.A., 2007. “Geologia e Mineralizações de Fe-Cu-Au do Alvo GT46 (Igarapé Cienzento), Carajás”. En: Projeto Caracterização de Distritos Mineiros da Amazônia, p. 93-152.

Da Silva Rosa, M.L., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., Cunha, M.P., Cunha, R., Menezes., R.C.L,. Moura Marinho, M., Da Cruz, B.E. y Correia, D., 2007. “Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U-Pb and Pb-Pb ages of the blue sodalite syenites”. En: Lithos, Vol. 97, Núm. 1-2, p. 88-97.

Dall’Agnol, R., Lafón , J.-M. y Macambira, M.J.B., 1994. “Proterozoic anorogenic Magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological, petrological and geochemical aspects”. En: Miner. and Petrology, Vol. 50, Núm. 1-3, p. 113-138.

Dall’Agnol, R.,, Costi, H.T., Leite, A.A. da S., Magalhães, M.S. y Teixeira, N.P., 1999. “Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas”. En: Precam. Research. Vol. 95, Núm. 1-2, p. 9-39.

Dall’Agnol, R., Bettencourt, J.S., Botelho, N.F., Klein, E., 2000. “Granites and related tin and gold deposits in Brazil”. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Dall’Agnol, R., Lafon, J.-M. y Macambira, M.J.B., 1994. “Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, amazonian araton: Geochronological, petrological and geochemical aspects”. En: Min & Petrology, Vol. 50, Núm. 1-3, p. 113-138.

Dall’Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. y Leite, A.A.S., 2006. “Magmatism and crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton”. En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Dall´Agnol, R. y Oliveira, D.C., 2007. “Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites”. En: Lithos, Vol. 93, Núm. 3-4, p. 215-233.

Dall´Agnol, R., Oliveira, M., Almeida, J., Oliveira, D., Althoff, F., Barros, C y Leite, A., 2008 “Granitoid magmatism and crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Dall´Agnol, R. y Oliveira, D., 2008. “Geochemical and petrological discrimination between oxidized A-type granites and calc-alkaline granites”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Dardenne, M.A., 2006. “Epocas Metalogenéticas no Cratón Amazónico”. En: Univ. Brasilia unbdardenne@tba.com.br

---------- y Schobbenjaus, C., 2001. “Metalogénese do Brasil”. Ed. UnB. Brasilia, 394 p.

Dardenne, M.A. y Schobbenhaus, C., 2000. “The Metallogenesis of the South America Platform”. En Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, Brazil, 31rd International Geol. Congress, 755–850.

Davidson, G.J., Paterson, H., Meffre, S. y Berry, R.F., 2007. “Characteristics and Origin of the Oak Dam East Breccia-Hosted, Iron Oxide Cu-U-(Au) Deposit: Olympic Dam Region, Gawler Craton, South Australia”. En: Econ. Geol, Vol. 102 , p. 1.471-1.498.

Day, W.C., Tosdal, R.M., Acosta, E.L., Aruspon, J.C., Carvajal, L., Cedeño, E., Lowry, G., Martínez, L.F., Noriega, J.A., Núñez, F.J., Rojas, J. y Prieto, F., 1995. “Geology of the Lo Increíble Mining District and U-Pb age of the early Proterozoic Yuruari Formation of the Pastora Supergroup, Guayana Shield, Venezuela”. En: U.S. Geol. Surv. Open-file-Report 2.124, p. E1-E13.

De Andrade, A.F., 1985. “Depósitos de Ouro na Regiao Tapajos-Sucundari”. En: I Simp. Amazónico Pto. Ayacucho. Mem. Bol. Geol. Caracas, Publ. Esp. Núm. 10, p. 499-509.

De Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Ferraz, E. y De Freitas, M.H., 2007. “Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: The Caicó Complex Basement (NE Brazil)”. En: Jour. of Petrol. Vol. 48 Núm. 11, p. 2.149-2.185.

Del Ollo, D., Tapia, J. y Sinfontes R., 1989. “Estudio Geológico-Geoquímico en la Región La Hoyada-Icabarú, Gran Sabana, Estado Bolívar”. En: VII Cong. Geol. Venezolano, T3, p. 1.787-1.812.

Delor, C., Rossi, Ph., Cocherie, A., Capdevilla, R., Peucat, J.J. y Vidal, M., 1998 “The French Guyana basement revisited: New petrostructural and geochronological results, and correlations with the West African Shield”. En: Cong. Brasileiro de Geol. 40, Belo Horizonte, Anais, p. 49.

Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Theveniaut, H., Philips, D. y Avelar, V.G., 2003. “Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guyana. En: Geologie de la France, Vols. 2-4, p. 5-57.

Dennen, W.H., 1989. “Mineral Resources: Geology, Exploration and Development”. Taylor & Francis, New York, p. 255.

Deschamps, Y., Le Golf, E., Milesi, J.P., Toteu, S.F., Billa, M., Salpeteur., Bouchot, V. y Maldam, F., 2008. “Pan- African (Neoproterozoic to Cambrian) cycle and related minerals resources in Africa”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes

Dexheimer, J.A. y Souza, G., 2003. “Geocronologia Pb/Pb de Zircões Detríticos e Análise Estratigráfica das Coberturas Sedimentares Proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico”. En: Geol. USP. Sér. Cient., São Paulo, Vol. 3, p. 113-127.

Dias, C., Juliani, C., Moura, C.A.V. y Lagler, B., 2008 “Paleoproterozoic bimodal volcanism of the São Félix do Xingu region, south Pará state, Amazonian Craton, Brazil”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Dickin, A.P. 2004. “Radiogenic Isotope Geology”. En: Cambridge Univ. Press., Second Edition, 472p.

Dohrenwend, J.C., Yanez, G. y Lowry, G., 1995. “Cenozoic Landscape Evolution of the Southern Part of the Gran Sabana Sur, Southeastern Venezuela - Implications for the Occurrence of Gold and Diamond Placers”. En: U.S. Geol. Surv. Bull. Núm. 2.124-K, p. K1 -K17.

Dorr, J.V.N., 1973. “Iron-Formation in South America”. En: Econ. Geol. Vol. 68, Núm. 7, p. 1.005-1.022.

Dubé, B. y Gosselin, P., 2007. “Greenstone hosted quartz-carbonate vein deposits”. En: Goodfellow, W.D, ed., Mineral Deposits of Canada, Spec. Publ., Núm. 5, p. 49-73.

Dubé, B., Gosselin, P., Hannington, M. y Galley, A., 2007. “Gold-Rich Volcanogenic Massive Sulphide Deposits”. En: Goodfellow, W.D, ed., Mineral Deposits of Canada, Spec. Publ., Núm. 5, p. 75-94.

Dougan, Th.W., 1974. “Cordierite gneisses and associated lithologies of the Guri area, Northwest Guayana Shield, Venezuela”. En: Cont. to Mineralogy and Petrol., Vol. 46, Núm. 3, p. 169-188.

Dougan, Th.W., 1975. “A petrologic model for the Imataca Complex in an Area near Cerro Bolívar. Part I”. En: Asoc. Venezolana Geol. Min. Pet., Bol. Inf., Vol. 18, Núm. 2, p. 127-145.

Dougan, Th.W., 1976. “Origin of Trondhjemitic Biotite-Quartz-Oligoclase gneisses from the Venezuelan Guyana Shield”. En: Precam. Research, Vol. 3, Núm. 4, p. 317-342.

Dougan, Th.W., 1977. “The Imataca Complex near Cerro Bolívar, Venezuela (A calc-alkaline Archean protolith”. En: Precam. Research., Vol. 3, p. 237-268.

Dreher, A.M., Fraga, L.M., Grazziotin, H. y Lafon, J.M., 2008. “Lamprophyres of the central Guyana shield, northern Amazonian craton”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Drummond, B., Lyons, P., Goleby, B. y Jones, L., 2006. “Constraining models of the tectonic setting of the giant Olympic Dam iron oxide-copper-gold deposit, South Australia, using deep seismic reflection data”. En: Tectonophysics, Vol. 420, Núm. 1-2, p. 91-103.

Duncan, J., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F. y López, R., 2001. “A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. “En: Precam. Research, Vol. 112, Núm. 3-4, p. 165-181.

Egal, M., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Adi Costea, C., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.Ch., Lafon, J.M., Tegyey, M., Diaby, S. y Kolié, P., 2002. “Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma-Man domain (Guinea, West African Craton)”. En: Precam. Research, Vol. 117, Núm. 1-2, p. 57-84.

Eckstrand, O.R. y Hulbert, L.J., 2007. “Magmatic Nickel-Copper-Platinum Group Element Deposits”. En: En: Goodfellow, W.D, ed., Mineral Deposits of Canada, Spec. Publ., Núm. 5, p. 205-222.

Eklund, O. y Shevanov, A.D., 1999. “The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression”. En: Precam. Research, Vol. 95, Núm. 1-2, p. 129-146.

Emslie, R.F., 1991. “Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations”. En: Precam. Granitoids Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. Precam. Research, Vol. 51, Núm. 1-4, p. 173-192.

Engineerign And Mining Journal, 1987. “Gold could be a key to Venezuela’s Economic Future”. En: Engineering and Mining Journal, Oct. 1987, Vol. 118, Núm. 10, p. 16G-16K.

Ericksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U. y Catuneanu, O., 2004. “The Precambrian Earth: Tempos and Events”. En: Developments in Precambrian Geology, Vol. 12, Condie, K.C., Series Ed. Elsevier, 966 p.

Eriksson, P.G. y Catuneanu, O., 2004. “Tectonism and mantle plumes through time”. En: The Precambrian Earth: Tempos and Events., Developments in Precambrian Geology, Vol. 12, Condie, K.C., Series Ed. Elsevier, p. 161 – 270.

Eriksson, P.G., Mazumder, R., Catuneanu, O., Bumby, A.J., Ountsché Ilondo, B., 2006. “Precambrian continental freeboard and geological evolution: A time perspective”. En: Earth-Sci. Reviews., Vol. 79, Núm. 3-4, p. 165-204.

Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E. y Wilson, L., 1995. “Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus”. En: Earth Sci. Reviews., Vol. 39, Núm. 1-2, p. 1-58.

Ernst, R.E. y Buchan, K.L., 2001. “Mantle plumes: their identification through time”. En: Geol. Soc. America., Spec. Pap. 352, Washington, D.C., p. 593.

Ernst, R., Buchan, K.L. y Bleeker, W., 2008. “The plumbing system of Large Igneous Province (LIPs)”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Espejo, A., 1974. “Geología de la Región El Manteco-Guri, Estado Bolívar, Venezuela”. En: IX Conf. Geol. Interguayanas, Ciudad Guayana, Estado Bolívar, p. 207-248.

Espinoza, D., Meléndez, W., Yánez, C. y Ramírez, A., 2008. "Estudio geoquímico de los minerales neoformados presentes en el perfil laterítico de Los Pijiguaos edo. Bolívar, Venezuela." En: Geos (UCV, Caracas), 39:43 + 9p.

Evans, D.A., 1998. "True polar wander, a supercontinental legacy". En: Earth Plant. Sci. Letters Núm. 157, Elsevier, p. 1-8.

Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M.A. y Klein, E.L., 1996. "Carta metalogenética da Provincia Aurifera do Tapajós. Escala 1:500.000, Belén, CPRM". En: Contr.a Geol. Da Amazonia, Belem, Brazil, p. 423-437

Farmer, G.L., 2003. "Continental Basaltic Rocks". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 85-122.

Faure, G., 2001. "Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence". En: Springer-Verlag, Berlin, p. 496.

Ferenčić, A.J., 1969. "Geology of the San Isidro Iron Ore Deposit, Venezuela". En: Mineralium Deposita, Vol. 4, Núm. 3, p. 283-297.

Fermin, T. N., y Tosiani T., 1997. "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, T1, p. 257-265.

Fernández, A.R., 1995. "Exploración Geofísica en el área de Bochinchito, Estado de Bolívar, Venezuela". En: Geol. and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield, U.S. Geol. Surv. Bull. 2.124, p. D1-D17.

Ferron, J.M.T.M., Pierosan, R., Nardi, L.V.S., Lima, E.F, Bastos Neto, A.C. y Prado, M. 2006. "Volcanic rocks related to silica-saturated alkaline series of the Iricoumé Group, Pitinga Province, Central Amazonia". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L, Milesi, J.P. y Bouchot, V., 2006. "The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling". En: Precam. Research, Vol. 149, Núm. 3-4, p. 149-196.

Fipke, C.E., Gurney, J.J. y Moore, R.O., 1995. "Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral chemistry and Canadian examples". En: Geol. Surv. of Canada, Bull Núm. 423, 86 p.

Foulger, G.R. y Jurdy, D.M., 2007. "Plates, Plumes, and Planetary Processes". En: The Geol. Soc. of America, Sp. Pap. 430, p. 998.

Fraga, L.M., Dall`Agnol, R., Sena Costa, J.B., Macambira, M., 2006. "The distinct syn-cinematic A-type Granites in the Guayana Shield, Nortern Amazonian Craton". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Fraga, L.M., Dall'Agnol, R., Sena Costa, J.B. y Macambira, M., 2006. "The Mucajaí Anorthosite-Mangerite-Rapakivi Granite Association, North Amazonian Craton, Brazil." En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Fraga, L.M., Reis, N.J., Dall'Agnol, R.D., Armstrong, R., 2008. "Cauarane-Coeroene belt- the tectonic southern limit of the preserved rhyacian crustal domain in the Guyana shield, northern Amazonian craton". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Fraga, L.M., Dreher, A.M. y Lafon, J.M., 2008. "Orosirian, A-and I-type acid volcanism in the Guyana Shield, northern Amazonian Craton". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Frimmel, H.E., 2005. "Archaean atmospheric evolution: evidence from the Witwatersrand gold fields, South Africa". En: Earth-Sci. Reviews, Vol. 70, Núm. 1-2, p. 1-46.

Frost, C.D., Frost, B.R., Bell J.M. y Chamberlain, K.R., 2002. "The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA". En: Precam. Research, Vol. 119, Núm. 1-4, p. 45-71.

Fuck, R., Pimentel, M., Brito Neves, B. B., 2000. "Archean and Proterozoic geology of Brazil: an review". En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Fundación Geos, Serie Geología de Venezuela, digital, Vol. 6 Febrero 2005 "Nuevos Mapas de Venezuela: Geológico digital a 1: 750.000. Modelo digital de elevación SRTM.

Furnes, H., Rosing, M., Dilek, Y. y de Wit, M., 2008. "The Isua supracrustal belt (Greenland) - a vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite." En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Galarza, M.A., Macambira, M.J.B. y Villas, R.N.N., 2006. "Age and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe-oxide-Cu-Au-U-REE, Igarapé Bahia Ore Deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil." En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Galley, A., Hannington, M. y Jonasson, I., 2005. "Volcanogenic Massive Sulphide Deposits": En: Econ. Geol. 100 Anniversary, p. 523-560.

Gandhi, S.S., 2004. "Magmatic-hydrothermal Fe Oxide±Cu±Au deposits: Classification for a digital database and an overview of selected districts". En AVCE, Pucon, Chile.

Gandhi, S.S. (compiler), 2004. "World distribution of iron oxide ± Cu ± Au ± U (IOCG) deposits". En: World Minerals Geoscience Database Project, Geol. Surv. of Canada, unpublished database.

García, V., 1989. "Delimitación de áreas 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.

Gary, B. y Mendoza, V., 1995. "Geology of the Venezuelan Guayana Shield and its Relation to the entire Guayana Shield". En: U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. Núm. 91-141.

Gary, B., Garcia, A. y Stoeser, J.W., 1995. "Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield". En: U.S. Geol. Surv., Bull. Núm. 2.124.

Gaudette, H.E., Mendoza V., Hurley, P.M. y Fairbairn, H.W., 1978. "Geology and age of the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela". En: Geol. Soc. of America, GSA Bull, Vol. 89, Núm. 9, p. 1.335-1.340.

Gaudette, H.E. y Olszewski, W.J. Jr, 1985. "Determination of radiometric ages, Amazonas Territory, Venezuela". En: Muñoz MI (ed) Mem. I Simp. Amazónico, Pto. Ayacucho, Bol. Geol., Publ. Espec. 10, Ministerio de Energía y Minas, Caracas, p. 733-746.

Gaudette, H.E. y Olszewski, W.J.Jr, 1985. "Geochronology of the Basement Rocks, Amazonas Territory, Venezuela, and the Tectonic Evolution of the Western Guiana Shield". En: Geologie en Mijnbouw 64, p. 131-143.

Gaudette, H.E. y Olszewski, W.J.Jr. y Santos, J.O.S., 1996. "Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana Shield, state of Roraima, Brazil". En: Journ. of South American Earth Sci., Vol. 9, Núm.3-4, p. 183-196.

Geoconsulta, C.A.,1996. "Catastro de vetas ubicadas en las concesiones Minerven 1-12".

Geraldes, M.C., 2006. "An overview of the Amazonian Craton Evolution: Insights for Paleocontinental Reconstruction". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Ghosh, S.K., 1977. "Geología del Grupo Roraima en el Territorio Federal Amazonas". En: Mem. V Cong. Geol. Venezolano, Caracas, Vol. 1, p. 167-193.

Ghosh, S.K., 1985. "Geology of the Roraima Group and its implications". En: Mem. I Simp. Amaz., Puerto Ayacucho, Caracas, p. 33-50.

Gibbs, A.K., 1987. "Proterozoic volcanic rocks of the Northern Guiana Shield, South America". En: T.C. Pharaoh, R.D., Beckinsale, y D. Rickard (Editors), Geochemistry and Volcanic ", Geol. Soc. of Suitec. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 33, p. mineralization of Proterozoic 275-288.

Gibbs, A.K. y Barron, C.N., 1993. The Geology of the Guiana Shield. Ed. por N.Y. Oxford University Press, Monographs on Geology and Geophysics, Núm. 22, p. 246.

Gibbs, A.K., y Barron, C.N., 1983 "The Guiana Shield reviewed". En: Episodes, Vol. 2, p. 7-14.

Gibbs, A.K. y Olszewski, W.J.Jr. 1982. "Zircon U-Pb Ages of the Guyana Greenstone-Gneiss Terrane". En: Precam. Research, Vol. 17, Núm. 3-4, p. 199-214.

Gladders, M.D., Yee, H.K.C., Majumdar, S., Barrientos, L.E., Hoekstra, H., Hall, P.B. y Infante,

L., 2007. “Cosmological constraints from the red-sequence cluster Survey”. En: The Astrophy. Jour. Vol. 655, p. 128-134.

Glikson, A.Y., 1976. “Earliest Precambrian ultra-mafic-mafic volcanic rocks: Ancient oceanic crust or relic terrestrial Maria? “En: Geology, Vol.4, Núm. 4, p. 201-205.

Glikson, A.Y., 1980. “Precambrian sial-sima relations. evidence for Earth expansion”. En: Tectonophysics, Vol. 63, Núm. 1-4, p. 193-234.

Goldberg, I., Abramson, G., Los, V. y Nazarov, V., 2008. “Geochemical systems of ore deposits: A possible source of metals”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Goldfarb, R.J., Groves, D.I. y Gardoll, S., 2001. “Orogenic gold and geologic time: a global synthesis”. En: Ore Geol. Reviews, Vol. 18, Núm. 1-2, p. 1-75.

Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart. C.J.R. y Gosselin, P., 2005. “Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes”. En: Econ. Geol. 100th Anniversary Vol, p. 407-450.

Goldfarb, R.J., Groves D.I. y Gardoll S., 2000. “Tectonic Setting and Temporal Evolution of Orogenic Gold Deposits”. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000, Vol. de presentaciones, 4 p.

Goldfarb, R., 2008. “Temporal-spatial relationships between tectonism, magmatism, and orogenic gold deposit formation in the north American Cordillera”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Goldfarb, R., Nielsen, SEG. y Geological Survey (U.S.), 2002. “Integrated Methods por Discovery: Global Exploration in the Twenty-First Century”. En: Spec. Publ. of the Soc. Econ. Geologists, Núm. 9, 383 p.

Golovin, A., Krinochkin, L. y Nikolaev, Y., 2008. “Geochemical indications of large and unique deposits”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

González, S.R., Araujo, J.F.V., Faria, M.M., 2000. “Regional Geology of the upper Rio Negro River area, Amazon, Brazil”. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

González de Juana, C., Iturralde, J.M. y Picard, X., 1980. “Geología de Venezuela y sus cuencas Petrolíferas”. Ed. Foninves, Caracas, Vol. 2, 1.032 p.

Gondwana Research, 2003. “Supercontinents and Crustal Evolution: Introduction”. En: Gondwana Research, Vol. 6, Núm. 3, p. 351-352.

Goodfellow, W.D. y Lydon, J.W., 2007. “Sedimentary exhalative (SEDEX) Deposits”. En: Mineral Deposits of Canada. Spec. Publ. Núm. 5, Ed. por Goodfellow, W.D., 2007, Ottawa, Canada, p. 162-184.

Goodwin, A.M., 1991. “Precambrian Geology: The Dynamic Evolution of the Continental Crust”. En: Academic Press Geol. series, London, p. 666.

Gose, W.A., y Dalziel, I.W.D, 2003. “Constraints on Mesoproterozoic Supercontinent Assembly and Plate Dynamics-Studies on the 1.1 Ga Umkondo Igneous Province in Southern Africa”. En: The Univer. of Texas at Austin, Inst. for Geophysics.

Grainger, C.J., Groves, D.I. y Costa, C.H.C., 2002. “The Epigenetic Sediment-Hosted Serra Pelada Au-PGE Deposit and Its Potencial Genetic Association with Fe-Oxide Cu-Au Mineralization, Amazon Craton, Brazil”. En: Porter TM (Ed), 2002 Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective PGC Publishing, Adelaide v2 pp 227-245.

Grande, S., 2007. “Posible chimenea de brecha de cuarzo-traquita alcalina en el cerro Delgado Chalbaud, Amazonas, Venezuela. Informe preliminar.” En: IX Cong. Geol. Venezolano, UCV, Caracas, octubre, 2007.

Gray, F., Nuñez, F.J, Wynn, J.C, Sidder, G.B., Davila, F. y Baez, A., 1995. “Geology and Geophysics of the Sierra Verdun-Cerro Piedra del Supamo Area, Estado Bolívar, Venezuela”. En: Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield, Rep. N° B 2124 ; U.S. Geol. Surv. Bull., p. F1-F20.

Griffin, W.L. y O’Reilly, S.Y., 2007. “Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted?”. En: Episodes, Vol. 30 Núm.1, p. 43-53.

Gross, G.A., 1995. “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 Vol. 8, p. 41-80.

Groves, D.I. y Barley., M.E., 1994. “Archean Mineralization”. En: Condie, K.C. (Ed.), 1994, Archean Crustal Evolution, p. 461-504. Elsevier Publ. Co. New York, 528 p.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J. y Da Silva, L.C., 2001. “Thematic issue: gold deposits of Brazil”. En: Mineralium Deposita, Vol. 36, Núm. 3-4, p. 205-206.

Groves, D.I., Vielreicher, R.M., Goldfarb, R.J. y Condie, K.C., 2005. “Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time”. En: Geol. Soc. London, Spec. Publ. Vol. 248, p. 77-101.

---------- y Ojala, J., 2007. “Lithospheric Scale Controls on Mineral Deposits”. En: GTK, www.lapinlitto fi/fem 2007/presentations/ 22 groves/pdf

Gruau, G., Martin, H., Leveque B., Capdevila, R. y Marot, A., 1985. “Rb/Sr and Sm/Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone tarrains in French Guiana, South America”. En: Precam. Research. Vol. 30, Núm. 1, p. 63-80.

Guillioux, L., 1997. “El Distrito Aurífero El Callao, Concesiones 1 a la 12 de C.V.G. Minerven”. Inf. Int. C.V.G. Minerven, 82 p.

Gutzmer, J., Beukes, N., Huizenga, J.M, y Rajesh, H., 2008. “Continental rifting, alkaline magmatism and the origin of high-grade iron ore deposits”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Haapala, I. y Rämö, O.T., 1992. “Tectonic setting and origin of the Proterozoic Rapakivi Granites of Southeastern Fennoscandia”. En: Trans. Royal Society Edinburgh, Earth Sci., Vol. 83, p. 165-171.

Haapala, I. y Rämö, O.T., 1995. “Geology of the Rapakivi Granites - a review”. En: Dall’Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Eds.) Symposium in Rapakivi Granites and Related Rocks, Belém, Brazil, Abstract Volume.University Federal of Para, Center for Geosciences, 4-5.

Haapala, I., Rämö, T. y Frindt, S., 2005. “Comparison of Proterozoic and Phanerozoic Rift–related Basaltic–Granitic Magmatism”. En: Lithos, Vol. 80, Núm. 1-4, p. 1-32.

Haapala, I., 2005. “Granitic Systems”. En: Elsevier, Rämö, T. Ed., p. 402.

Haapala, I. y Lukkari, S., 2006. “Topaz granites in A-type granite plutons”. En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Hackley, P.C., Urbani, F., Tewalt, S., Karlsen, A.W. y Garrity, C.P., 2004. “New geologic shaded relief Map of Venezuela at 1:750.000 scale”: En: U.S. Geol. Surv., Denver Annual Meeting, November 2004, Paper No. 53-8.

Hamilton, W. B., 1998. “Archean magmatism and deformation were not products of Plate tectonics”. En: Precam. Research, Vol. 91, Núm. 1-2, p. 143-179.

Hahn, T., 2006. “The Olympic Dam Cu-U-Au-Ag-REE deposit, South Australia”. En: Ph.D. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg, Germany & bhpb Annual Report.

Happel, U., Hausberg J., Meyer, F.M. y Marino, N., 1999. “The variation of ore grade distribution in the Los Pijiguaos Bauxite Deposit, Venezuela: A computer aided model”. En: Inst. of Mineralogy and Econ. Geol. Germany.

Hargraves, R.B., 1978. “Problems y Paleomagnetic synthesis illustrated by results from Permo-Triassic Dolerites in Guyana Shield”. En: Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 16, Núm. 3, p. 277-284.

Hart, C.J.R., 2007. “Reduced Intrusion-Related Gold System”. En: Goodfellow, W.D., Ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral deposits Division, Spec. Publ. No. 5, p. 95-112.

Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T. y Reed, M.H., 1995. “Olympic Dam ore genesis; a fluid-mixing model”. En: Econ. Geol., Vol. 90, Núm. 2, p. 281-307.

Hedenquist, J.W. y Richards, J.P., 1998. “The Influence of geochemical techniques on the development of genetic models for Porphyry Copper Deposits”. En: Rev. of Econ. Geol., Vol. 10.

Hildebrand, R.S., 2005. “Authochthonous and allochthonous strata of the El Callao greenstone belt: implications fot the nature of the Pa-

leoproterozoic Trans-Amazonian orogeny and the origin of gold-bearing shear zones in the El Callao mining district, Guayana shield, Venezuela". En: Precam. Research, Vol. 143, Núm. 1-4, p. 75-86.

Higgins, M.D. y Breemen, O., 1996. "Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magamatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada". En: Precam. Research, Vol. 79, Núm. 3-4, p. 327-346.

HM, R., Mukhopahdyay, J., Beukes, N.J., Gutzmer, J. y Armstrong, R.A., 2008. "The Earth's oldest granite". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Hoffman, P.F., 1991. "Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?". En: Science, Vol. 252, Núm. 5.011, p. 1.409-1.412.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. y Schrag, D.P., 1998. "A Neoproterozoic snowball Earth." En: Science, Vol. 281, Núm. 5.381, p. 1.342-1.346.

Hollings, P. y Cooke, D.R., 2008. "Tectonic controls on porphyry mineralization: Evidence from geochemistry and radiogenic isotopes". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Hölttä, P., Balagansky, V., Garde, A.A., Mertanen, P., Peltonen, P., Slabunov, A., Sorjonen-Ward, P. y Whitehouse, M., 2008. "Archean of Greenland and Fennoscandia". En: Episodes, Vol. 31, Núm. 1, p. 13-19.

Hou, Z., White, N., Qu, X., Yang, Z., Mo, X., Pan, X y Rui, Z., 2008. "Post-collisional porphyry Cu deposits: A new class unrelated to subduction". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Howe, D.J., Swanson, A.E. y Rojo, J., 1984. "An overview of the Camorra Mine. Bolívar State, Venezuela". En: Simp. Int. Oro, Caracas, AVO. p. 162-183.

Howell, D.G, 1989. "Tectonics of Suspect Terranes: mountain Building and continental growth". En: Chapman and Hall, London.

Humphreys, E.D., Dueker, K.G., Schutt, D.L., Smith, R.B., 2000. "Beneath Yellowstone: Evaluating Plume and Nonplume Models Using Teleseismic Images of the Upper Mantle". En: GSA Today, December 2000, Vol. 10, Núm. 12, p. 1-7.

Hurley, P., Fairbairn, H., Gaudette, H.E, Mendoza, V. y Espejo, A. y Martín, C., 1977. "Progress Report on Rb-Sr age in the Dating in the Northern Guayana shield." En: II Cong. Latinoamericano de Geología, Caracas, Núm. 4, p. 3.035-3.044.

Hutchinson, R.W., 1988. "Metallogeny of Precambrian Gold Deposits, Space and Time Relationships; a reply". En: Econ. Geol., Vol. 83, Núm. 6, p. 1.287-1.288

Jácome, M,I., Izarra, C., Costanzo-Álvarez, V. y Mirón-Valdespino, O., 2004. "Gravimetric modeling of the Parguaza granitic intrusion, Guyana Precambrian Shield, southwestern Venezuela using geochronological constraints". En: Geofísica Internat., Vol. 43, Núm. 3, p. 383-393.

James, H.L. y Sims., P.K. (Eds.)., 1973. "Precambrian Iron-formations on the world." En: Econ.Geol. Vol. 68, Núm. 7, p. 913-1.179.

Jefferson, C. W., Thomas, D. J., Gandhi, S.S., Ramaekers, P., Delaney, G., Brisbin, D., Cutts, C., Portella, P. y Olson, R.A., 2007. "Unconformity-associated Uranium Deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan, and Alberta". En: Jefferson, C.W. and Delaney, G. (Eds.), EXTECH IV: Geology and Uranium Exploration Technology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta, Geol. Surv. of Canada Bull. 588; Saskatchewan Geol. Soc. Spec. Publication 18; Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada Special Publication 4, p. 23-68

Jones, J.P., Yamapa, E., Marques, E.M., Yokui, G.M. y Yamamoto, M.F., 2002. "Some Aspects of the Geology of the newly discovery tin deposits Of Brazil. "En: Mining Latin America. Chile, p. 165-182.

Juliani, C., Rye, R,O., Nunes, C.M.D., Snee, L. W., Corrêa, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R. y Alcover, A., 2005. "Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós, gold provinces, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints". En: Chem. Geol. Vol. 215, p. 95-125.

Juliani, C., Dias Fernandes, C.M., Brito Mapa, F., Echeverri, C.M., Soares, L.V., 2008. "A gênese do Vulcano-plutonismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iriri e Xingu (PA)". En: IV Simp. De Vulcanismo e Ambientes Asociados, Fox do Iguacu, PR-08.

Juliani, C., Monteiro, L.V.S. y Fernández, C.M.D., 2006. "The Paleoproterozoic volcano-plutonism and associated Au and Cu-Mo mineralizations in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Juliani, C., Soares, L.V., Bettencourt, J.S. y Dias, C.M., 2008. "Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism-Tapajós gold province, Amazonian Craton". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Kalliokoski, J., 1965. "Geology of North-Central Guayana shield, Venezuela". En: Geol. Soc. of America. Bull., Vol. 76, Núm. 9, p. 1.027-1.050.

Kaminsky, F.V., Zakharchenko, O.D., Griffin, W.L., Channer, D.M.DeR., Khachatry An-Blinova, G.K., 2000. "Diamonds from the Guaniamo Area, Bolívar State, Venezuela". En: The Canadian Mineralogist, Vol. 38, p. 1.347–1.370.

Kaminsky, F.V., Zakharchenko, O.D., Griffin, W.L., Channer, D.M.deR., D.M., Khachatryan-Blinova, G.K., 2000. "Diamond From the Guaniamo Area, Venezuela". En: The Canadian Mineralogist, Vol. 38, Núm. 6, p. 1.347-1.370.

Kaminsky, F.V., Sablukov, S.M., Sablukova, L.I. y Channer, D.M.deR., D.M., 2004. "Neoproterozoic 'anomalous' Kimberlites of Guaniamo, Venezuela: Mica Kimberlites of 'isotopic transitional' type". En: Lithos, Vol. 76, Núm. 1-4, p. 565-590.

Kaminsky, F.V., Zakharchenko O D, Griffin W L. y DeR Channer, D.M., 2000. "Diamond from the Guaniamo area, Venezuela". En: The Canadian Mineralogist, Vol. 38, p. 1347-1370

Keats, W., 1974. "The Roraima Formation in Guayana". En: II Cong. Latinoamericano Geol., Caracas, 1973. Mem. Publ. Esp. Núm. 7, Vol. 2, p. 901-940.

Kelemen, P.B., Hanghøj, K. y Greene, A.R., 2005. "One view of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 593-660.

Kemp, A.I.S. y Hawkesworth, C.J., 2005. "Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 349-410.

Kerr, A.C., 2005. "Oceanic Plateaus". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 537-566.

Kerrich, R., Goldfarb R., Groves, D., Garwin, S. y Jia, Y., 2000. "The characteristics, origin, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces". En: Sci. In China, Series D: Earth Sci., Vol. 43, supplement, p. 1-68.

Kerrich, R. y Xie, Q., 2002. "Compositional recycling structure of an Archean super-plume: Nb-Th-U-LREE systematics of Archean komatiites and basalts revisited". En: Contr. to Miner. and Petrol., Vol. 142, Núm. 4, p. 476-484.

Kerrich, R., Goldfarb, R., Richards, J.P., 2005. "Metallogenic Provinces in an Evolving Geodynamic Framework". En: Econ. Geol. 100th Anniversary Vol, p. 1.097–1.136.

Kerrich, R. y Polat, A., 2006. "Archean greenstone-tonalite duality: Thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics?", En: Tectonophysics, Vol. 415, Núm. 1-4, p. 141-165.

Kjarsgaard. B.A., 2007. "Kimberlite Diamond Deposits". En: Goodfellow, W.D., Ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. Núm. 5, p. 245 – 272.

Klar, G., 1979. "Geochronology of the El Manteco-Guri and Guasipati areas, Venezuelan Guiana shield." En: Case Western Reserve University, 326 p.

Klein, E.L., Lacerda, M., Da Rosa-Costa, L.T., y Azevedo Carvalho, J.M., 2002. "Nombre Trabajo" En: Int. Geol. Review, Vol. 44 p. 544-558.

Klein, E.L., Moura, C.A.V. y Pinheiro, B.L.S., 2005. "Paleoproterozoic Crustal Evolution of the

São Luís Craton, Brazil: Evidence from Zircon Geochronology and Sm-Nd Isotopes". En: Gondw. Research, Vol. 8, Núm. 2, p. 177-186.

Klein, E.M., 2005. "Geochemistry of Igneous Oceanic Rocks". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 433-464.

Komiya, T., Lizuka, T., Katayam, I., Ueno, Y., Uehara, Y., 2002. "Geology of the Acasta Gneiss Complex in Slave Province, Northern Canada: appreciating new geological evidence of the oldest rocks in the world". En: American Geophisical Union, Fall Meeting 2002, Abstracts.

Kositcin, N., Brown, S.J.A., Barley, M.E., Krapež, B., Cassidy, K.F. y Champion, D.C., 2008. "SHRIMP U-Pb zircon age constraints on the Late Archaean tectonostratigraphic architecture of the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton, Western Australia". En: Precam. Research, Vol. 161, Núm. 1-2, p. 5-33.

Kranendonk, M.V., Smithies, H., Champion, D. y Huston, D., 2008. "Formation of Paleoarchean continental crust in a non-subduction setting. The East Pilbara example". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Kroonenberg, G.S., 1982. "A Grenvillian Granulite Bell in the Colombia Andes and its Relations to the Guiana shield." En: Geologie en Mijnbouw, Vol. 61, p. 325-333.

Kroonenberg, S.B., 1985. "El borde occidental del Escudo de Guayana en Colombia". En: I Simp. Amazónico, Puerto Ayacucho, Venezuela., Mem. Bol. Geol. (Caracas) Publ. Espec., Núm. 10, p. 51-63.

Kozhevnikov, V., 2008. "Convergent regimes in Archean geodynamic cycles". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Lahtinen, R., 2000. "Archaean-Proterozoic transition: Geochemistry, provenance and tectonic setting of metasedimentary rocks in central Fennoscandian Shield, Finland". En: Precam. Research, Vol. 104. Núm. 3-4, p. 147-174.

Lahtinen, R., Garde, A., Melezhik, V.A., 2008. "Paleoproterozoic evolution of Fennoscandian and Greenland". En: Episodes, Vol. 31, Núm. 1, p. 20-28.

Lafon, J.M., Rosa-Costa, L.T. y Delor, C., 2006. "Reworking of Archean Crust and Paleoproterozoic Crustal Growth in the Transamazonian belt of the Southeastern part of Guiana Shield: an overview". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F., 2002. "Geology, Geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil". En: Precam. Research, Vol. 119, p. 189-223.

Lamarão, C.N. y Dall'Agnol, R., 2006. "Magmatism of the Tapajós Geochronological Province, Amazonian Craton Brazil." En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Lamarão, C.N. y Dall'Agnol, R., Soledade, G.L., Barreto, C.J.S, 2006. "Compositional variation in zircons of tin-specialized Paleoproterozoic A-type Granites of the Amazonian Craton: metallogenetic implications". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Lamarão C.N., Dall'Agnol, R y Pimentel M.M., 2005. "Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton". En: Jour. of South American Earth Sci., Vol. 18, Núm. 3-4, p. 277-292.

Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P. y Tegyey, M., 1994. "Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: Evidence for a 2 Ga Continent involving circum-south Atlantic Provinces". En: Prec. Research, Vol. 69, Núm. 1-4, p. 69-191.

Ledru, P., y Milési, J.P., 1995. "Geology of Guyana and West Africa". En: III Simp. Int. del Oro en Venezuela, Libro de Memorias, AVO, p. 77-89.

Lenharo, S.L., 1998 "Evolução magmática e modelo metalogenetico dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil". En: Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, 290 p.

Leo, G.W. y Coonrad, W.L., 1974. "Proposed Origin for Guianian Diamonds: Comment". En; Geology, Vol. 2, p. 336.

Lesher, C.M., 1989. "Komatiite-associated nikel sulfide deposits, Chapter 5". En: Whitney and A.J. Naldrett (Eds.), Ore deposition Associated with Magmas, Reviews in Econ. Geol., Vol. 4, Economic Geol. Publ. Company, El Paso, p. 45-101.

Li, Z-X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons1, I.C.W., Fuck, R.A., Jacobs, J., Karlstrom11, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease., V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. y Venikovsky, V., 2008. "The geodynamic map and evolution history of the Neoproterozoic supercontinent Rodinia". En: 33rd int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Li, Z.X. y Li, X.H., 2003. "Did a mantle superplume brought down the Neoproterozoic Supercontinent Rodinia? " En: Geoph. Research. Abs. Vol. 5, p. 08113.

Lindenmayer, Z.G., Fleck, A., Gomes, C.H., Santos, A.B.S., Caron, R., Paula, F.C., Pimentel, M.M., Laux, J.H. y Teixeira, J.B.G., 2006. "The Estrela Cu-Au Deposit, Serra Dos Carajás, Pará: Geology and hydrothermal alteration". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Lira, P., Martínez, J., Rodríguez, B. y Sosa, C., 1985. "Reconocimiento Geológico de la Zona de Botanamo-Akarabisi, Estado Bolívar". En: VI Cong. Geol. Venezolano, Caracas, Mem., T.3, p. 1.758-1.786.

Lobato, L.N., Rosiére, C.A., Silva, R.C.F., Zucchetti, M., Baars, F.J., Seoane, J.C.S, Rios, F.J., Pimentel, M., Méndez, G.E. y Moteiro, A.M., 2007. "A Mineralização Hidrotermal de Ferro da Provincia Mineral de Carajás - Controle Estructural e Contexto na Evoluação Metalo-genética da Província". En: Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. Brasília, Vol. 2, p. 21-92.

Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C., Zucchetti, M., Noce, C.M., Baltazar, O.F., Da Silva, L.C. y Pinto, C.P., 2001. "Brazils premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilatero Ferrifero". En: Mineralium Deposita, Vol. 36, p. 228-248.

Lobo-Guerrero, S., 2006. "Anorogenic ring complex and their significance in mineral Exploration". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Locher, E., 1974. "Oro en Venezuela." En: Conf. Geol. Interguayanas, Mem., Publ. Espec. Núm. 6, p. 558-587.

Long, D.G.F., 2002. "Aspects of Late Paleoproterozoic fluvial style: the Uairén Formation, Roraima Supergroup, Grand Sabana, Santa Elena de Uairén, Bolivar, Venezuela". En: W. Alterman and P.Corcoran (Eds) Precam. Sedimentary Environments: A modern Approach to Ancient Depositional Systems, Int. Association of Sedimentologists, Special Paper Vol. 33, p. 323-337.

Lowe, D.R., 1994. "Archean Greenstone-Related Sedimentary Rocks". En: Condie, K.C. (Ed.), 1994, Archean Crustal Evolution, p. 121-170. Elsevier Publ. Co. New York, 528 p.

Ludington, S. y Mossotti, V.G, 2008. "Aluminum saturation, alkalinity, and magma series". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Luepke, J.J. y Lyons, T.W., 2001. "Pre-Rodinian (Mesoproterozoic) supercontinental rifting along the western margin of Laurentia: geochemical evidence from the Belt-Purcell Supergroup". En: Precam. Research, Vol. 111, Núm. 1-4, p. 79-90.

Lundmark, A.M., Corfu, F., Spürgin, S. y Selbekk, R.S., 2007. "Proterozoic evolution and provenance of the high-grade Jotun Nappe Complex, SW Norway: U-Pb geochronology". En: Precam. Research, Vol. 159, Núm. 3-4, p. 133-154.

McCall, G.J.H., 2006. "The Vendian (Ediacaran) in the geological record: Enigmas in geology´s prelude to the Cambrian explosion". En: Earth Sci. Reviews, Vol. 77, Núm. 1-3, p. 1-229.

McCandless, G., 1965. "Reconocimiento Geológico de la Región Noroccidental del Estado Bolívar". En: Mem, Bol. Geol., Caracas, Vol. 7, Núm. 13, p. 19-28.

McReath, I. y Faraco, M.T.L., 2006. "Paleoproterozoic greenstone-granite belts in Northern Bra-

zil and the former Guyana Shield-West African Craton Province". En: Geol. USP Sér. Client., Sao Pãulo, Vol. 5, p. 49-63.

McReath, I. y Lins, M.T., 2006. "Paleoproterozoic Greenstone-Granite belts in Northern Brazil and the Former Guyana Shield-West African Craton Province". En: Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, Vol. 5, Núm. 2, p. 49-63.

Maccuaig, T.C., Allikbon. "Geological Controls on the genesis and Geometry of the Giant Ashanti Au Deposit". En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Mantilla, L.C., Clavijo, J. y otros, 2007. "Generalidades sobre la Geología de la Serranía de San Lucas (Planchas 55, 64, 85 y 96)". En: XI Cong. Colombiano de Geología, Bucaramanga, agosto, 2008. Resúmenes.

Marcano, R., Bertani, C., Moreno, L. y Guilarte, A., 1989. "Geología del Yacimiento Los Barrancos". En: VII Cong. Geol. Venezolano, T.1, p. 1.859-1.876.

Mariano, A.N., 1989. "Economic Geology of Rare Earth Elements". En: Lipin, B.R. y McKay, G.A. (Ed): Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy, Vol. 21, p. 309-337.

Marini, O.J., Teixeira, E. y Ramos, B.W., 2007. "O Projeto Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia". En: O Projeto Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Brasilia, DF, p. 11-24.

Mariño, P.N., Ramírez, A. y Meléndez W., 1997. "Geología del Yacimiento de Bauxita De Los Pijiguaos y sus alrededores: Proposición para una excursión Geológica." En: Mem. VIII Cong. Geol. Venezolano, T. 2, p. 33-40.

Mariño, P.N., Guzmán, L., 2008. "Bauxita: Síntesis de los recursos mineros presentes en la región Guayana, Venezuela". En: Geos (UCV, Caracas), 39:72 + 4p.

Martin, R.F., 2006. "The petrogenesis of A-type granites and rhyolites". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Martín-Bellizzia, C., 1974. "Paleotectónica del Escudo de Guayana". En: Conf. Geol. Inter-Guayanas IX, Ciudad Guayana, Venezuela, Mayo 1972: Caracas, Memoria Boliviana de Geólogos, Publ. Esp., Vol. 6, p. 251-305.

----------, 1985. "Estratigrafía y Tectónica de la Región Caroni-Aro-Paragua, Venezuela. (Resumen)". En: I Simp. Amazónico. Pto. Ayacucho. Mem. Bol. Geol. Caracas, Publ. Espec. Núm. 10, p. 64.

Martin, H., 1994. "Archean Grey Gneisses and Genesis of the Continental Crust". En: Condie, K.C. (Ed.), 1994, Archean Crustal Evolution, p. 205-260. Elsevier Publ. Co. New York, 528 p.

Martin, H., Peucat, J.J., Sabeté, P., y Cunha, J.C., 1997. "Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil". En: Precam. Research, Vol. 82, Núm. 1-2, p. 35-62.

Martínez, F., Zerpa, W., Esis, L., 1992 "Geología y Geomorfología del Sector Boca de Ocamo-Salto Guaharibo, Alto Orinoco, Territorio Federal Amazonas, Venezuela". En: Bol. Soc. Venezolana de Geol., Vol. 44, p. 31-41.

Martínez, F. y Martínez, R., 1992. "Reconocimiento geológico y geomorfológico del área Río Cunucununa-Duida, Territorio Federal Amazonas, Venezuela". En: Bol. Soc. Venezolana de Geol., Vol. 44, p. 47-61.

Martínez, F., Gómez, M., Villasana, C. y Funes, M., 1997. "Potencial Económico de las Rocas Graníticas de la Región de Guayana". En: Mem. VIII Cong. Geol. Venezolano, T.2, p. 69-75.

Mayer, Z.G.L., Fleck, A., Gomes, C.H., Souza, A.B., Caron, R., Paula, F.C., Laux, J.H., Pimentel, M.M. y Sardinha, A.S., 2007. "Caracterizacao Geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra Dos Carajás, Pará". En: Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia, p. 157-230.

Medina, N., Vargas, J., Briceño, A., 1997. "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.

Meert, J.G. y Torsvik, T.H., 2003. "The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited". En: Tectonophysics, Vol. 375, Núm. 1-4, p. 261-288.

Meléndez, W., Ramírez, A. y Yánez, C., 2007. "Estudio de elementos mayoritarios y traza en el yacimiento de bauxita de Los Pijiguaos, estado Bolívar, Venezuela". En: IX Cong. Geol. Venezolano, UCV, Caracas, octubre, 2007.

Mendoza, V., 1972. "Geología del Area del Río Suapure, parte Noroccidental del Escudo de Guayana". En: Mem. Bol. Geol. Publ. Esp. Núm. 6, p. 306-336.

Mendoza, V., 1973. "Evolución tectónica del Escudo de Guayana (Resumen)". En: II Cong. Latinoamericano de Geol., Caracas, Nov. 1973, Resúmenes, p. 75.

Mendoza, V., 1975. "Geology of the Suapure River Area, NW Guiana Shield, Venezuela". En: unpubl. Ph. D. Dissertation, State Univ. of New York at Binghamton, 275 p. (Dissertation Abstracts, v. 36/01-B, p. 135-136).

Mendoza, V., 1975. "Estudios geoquímicos del no-tectonizado Granito Rapakivi de El Parguaza Noroeste Guayana Venezolana". En: X Cong. Geol. Interguayanas, Belem, Brasil, Memoria, p. 628-656.

Mendoza, V., 1977. "Evolución Tectónica del Escudo de Guayana". En: II Cong. Latinoamericano Geol. Caracas, 1973. Mem. Publ. Esp. Vol. 3, Núm. 7, p. 2.237-2.270.

Mendoza, V., 1977. "Petrogénesis de rocas volcánicas (piroclásticas) precámbricas del noroeste del Escudo de Guayana, Venezuela". En: V Cong. Geol. Venezolana Mem, Núm. T.2, p. 555-589.

Mendoza, V., 1985. "Potencial Aurífero de Guayana: Trabajo en Progreso". En: VI Cong. Geol. Venezolano, T.6, p. 4.038-4.068.

----------, 2000. "Geotectonic Evolution of Guayana Shield, Venezuela". En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

----------, Benaim, N., y Sosa C., 1974. "Grupo Roraima: una revisión". En: Simp. Sobre la Geología del Escudo de Guayana. Dir. Geol. Min. Upata, Octubre, 1974, p. 9.

Mendoza, V., 1975. "Evolucion geoquímica de rocas graníticas de la Guayana Venezolana". En: X Cong. Geol. Interguayanas, Belem, Brasil, p. 558-575.

Mendoza, V., Moreno, L., Barrios, F., Rivas D., Martínez, J., Lira, P., Sardi, G. y Ghosh, S.K., 1977. "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, E., 1997. "Geología y Mineralización del área de Tomi Guayana Venezolana". En: IV Simp. del Oro, Caracas, AVO.

Menéndez, V. de V. A., 1968. "Revisión de la estratigrafía de la Provincia Pastora según el estudio de la Región de Guasipati, Guayana Venezolana". En: Bol. Geol., Caracas, Vol. 10, Núm. 19, p. 309-338.

Menéndez, V. de V., A., 1972. "Geología de la Región de Guasipati, Guayana Venezolana". En: IV Cong. Geol. Venezolano, Mem. Publ. Esp. Núm. 6, p. 49-67.

Menéndez, V. de V., A., 1994. "Cinturones de Rocas Verdes del Escudo de Guayana en Venezuela; Revisión Estratigráfica". En: III Simp. Int. del Oro en Venezuela., Libro de Memorias., Asoc. Venez. del Oro, Caracas, p. 123-139.

----------, Ríos, J.H., Weingarten, B.Y. y Ticona, Y., 1985. "Características Geológicas de la parte Noroeste del Yacimiento de Bauxita de los Pijiguaos, Estado Bolívar, Venezuela. En: I Simp. Amazónico Caracas, Mem, Publ. Esp. Núm. 10, p. 548-570.

Merle, O., 1998. "Emplacement Mechanisms of Nappes and Thrust Sheets". En: Kluwer Acad. Publ., Petrology and Structural Geology, 159 p.

Meyer, H.O.A. y McCallum, M.E., 1993. "Diamonds and their sources in the Venezuelan portion of the Guyana Shield". En: Econ. Geology, Vol. 88, Núm. 5, p. 989-998.

Meyer, F.M., Happel, U., Hausberg, J. y Wiechowski, A., 2002. "The geometry and anatomy of the Los Pijiguaos bauxite deposit, Venezuela". En: Ore Geol. Reviews, Vol. 20, Núm. 1-2, p. 27-54.

Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommanget, A. y Marcoux, E., 1992. "Early Proterozoic Ore Deposits and Tectonics of the Birimian Orogenic Belt, West Africa". En: Precam. Research, Vol. 58, Núm. 1-4, p. 305-344.

Milési, J.P., Ledru, P., Marcoux, E., Mougeot, R., Johan, V., Lerouge, C., Sabaté, P., Bailly, L., Respaut, J.P. y Skipwith, P., 2002. "The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: A "hydrothermal shear-reservoir" model". En: Ore Geol. Reviews, Vol. 19, Núm. 1-2, p. 95-136.

Miller, A.R., 2000. "Comparison of the Paleoproterozic Uraniferous Siliciclastic Basins, Thelon and Athabasca Basins, Western Churchill Province, Canada to the Roraima Basin, Amazonian Craton/Guiana Shield South America". En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Ministerio de Energía y Minas, Dirección General Sectorial de Servigeomin y Dirección de Geología., 1997. "Léxico Estratigráfico de Venezuela, 3a. Edición". En: Bol. Geol. Caracas, Publ. Espec., Núm. 12.

Mirón Valdespino, O.E. y Constanzo Alvarez, V., 1997. "Paleomagnetic and rock magnetic evidence for inverse zoning in the Parguaza batholith (southwestern Venezuela) and its implications about tectonics of the Guyana Shield". En: Precam. Research, Vol. 85 Núm. 1-2, p. 1-25.

Mitchell, R.H., 1986. "Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology". En: Plenum Press, New York, p. 442.

Mitchell, R.H., 1991. "Kimberlites and lamproites: primary sources of diamond". En: Geoscience Canada, Vol. 18, Núm. 1, p. 1-16.

Mitchell, R.H., 1995. "Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks". En: Plenum Press, New York.

Monroe, J.S. y Wicander, R., 2006. "The Changing Earth: exploring geology and evolution". Fourth Edition, Thomson Higher Education, Belmont, USA, 754 p.

Montalvao, R.M.G., 1975. "Grupo Uatuma do Craton Guianes". En: X Cong. Geol. Interguianas, Belém do Pará, Brasil, Mem., p. 286-339.

Ministêrio das Minas e Energia – Departamento Nacional da Produção Mineral: Projeto Radambrasil., 1975. "Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21, IV - Vegetação". Projecto RadamBrasil, Vol. 8, p. 13-136.

Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., de Souza Filho, C.R. y Torresi, I., 2008. "Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego Iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints". En: Mineralium Deposita, Vol. 43, Núm. 2, p. 129-159.

Montgomery, C.W., 1979. "Uranium-Lead Geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guayana Shield". En: Cont. to Min. and Pet., Vol. 69, Núm. 2, p. 167-176.

Moreno, L., 1985. "Geología de la Región del Alto Supamo". En: I Simp. Amazónico, Pto. Ayacucho. Mem, Bol. Geol. Caracas, Publ. Espec., Núm. 10, p. 72-99.

Moreno, L.A y Mendoza, V., 1975. "Petroquímica de Rocas Graníticas del Alto Supamo SE Guayana Venezolana". En: X Cong. Geol. Interguianas, Belém do Pará, Brasil, Mem., p. 430-452.

Moreno, L., Lira, P., Mendoza, V. y Ríos, J.H., 1977. "Análisis de edades radiométricas en la parte Oriental de la Guayana Venezolana y eventos tectónicos registrados". En: V Cong. Geol. Venezolano, Vol. 2, p. 509-518.

Moreno, L., Lira, P. y Tylki, R., 1985. "Reconocimiento Geológico del Alto Paragua". En: I Simp. Amazónico, Puerto Ayacucho, 1981, Ministerio de enería y minas. De Geología. Publ. Esp. Núm. 10, Caracas, p. 100-115.

Moreno, L., y Bertani, C., 1985 a. "Mineralogía de algunas menas del Cerro San Isidro y sus implicaciones genéticas". En: VI Cong. Geol. Venezolano, T.6, p. 4.133-4.156.

Moreno, L. y Bertani, C., 1985 b. "Caracterización química del Yacimiento de Bauxita de Los Pijiguaos e influencia de las estructuras y morfologia en el enriquecimiento de las menas, con énfasis en el Bloque 3 de dicho yacimiento". En: VI Cong. Geol. Venezolano, T. 6, p. 4.069-4.132.

Mossman, D.J., Gauthier-Lafaye, F. y Jackson, S.E., 2005. "Black shales, organic matter, ore genesis and hydrocarbon generation in the Paleoproterozoic Franceville Series, Gabon". En: Precam. Research, Vol. 137, Núm. 3-4, p. 253-272.

Mowat, J.R. y Assoc. 1967. "The Sosa Mendez-Unión Mine, Estado Bolívar. Ore reserve Assessment, Phase I." En: (MOCCA) Mem. Inf. Int., 71 p.

Mueller, W.U., Marquis, R. y Thurston, P.C., 2002. "Evolution of the Archean Abitibi greenstone belt and adjacent terranes: new insights from geochronology, geochemistry, structure and facies analysis". En: Precam. Research, Vol. 115, Núm. 1-4, p. 1-9.

Mueller, W.U. y Nelson, D.R., 2004. "Generation of Continental Crust". En: Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U., Cateneanu, O (Ed), The Precambrian Earth: Tempos and Events, Elsevier, Developments in Precambrian Geology 12, London, p. 65–159.

Mukherjee, A. y Das, S., 2002. "Anorthosites, granulites and the Supercontinent cycle". En: Gondw. Research, Vol. 5, Núm. 1, p. 147-156.

NACSN- North American Commission on Stratigraphic Nomenclatures, 1983. En: North American Stratigraphic Code. AAPG, Bull. 57 Núm. 5, p. 116-139.

Naqvi, S.M. y Prathap, J.G.R., 2007. "Geochemistry of adakites from Neoarchaean active continental margin of Shimoga schist belt, Western Dharwar Craton, India: Implications for the genesis of TTG". En: Precam. Research, Vol. 156, Núm. 1-2, p. 32-54.

Nardi, L.V.S., 2006. "A-type rocks and their relation with the silica-saturated alkaline series". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Nelson, D.R., 2004. "The Early Earth". En: Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U., Cateneanu, O (Ed)., The Precambrian Earth: Tempos and Events, Elsevier, Developments in Precambrian Geology 12, London, p. 1-64.

Nixon, P.H., 1988. "Diamond Source Rocks from Venezuela." En: Indiaqua, Vol. 51, p. 23-29.

----------, Davis,G.R., Conduffe, E., Baker, N.R. y Baxter, B., 1989. "Discourse of ancient sources rock of Venezuelan diamonds". En: 28 Int. Geol. Cong. Washington, USA, Workshop on Diamond, p. 73-75.

Nixon, P.H., Davies, G.R., Rex, D.C. y Gray, A., 1992. "Venezuelan kimberlites". En: Essays on Magmas and other Earth fluids (a Volume in appreciation of Professor P.G. Harris; K.G. Cox & P.E. Baker, Eds.) Jour. of Volc. and Geoth. Research, Vol. 50, p. 101-115.

----------, Griffin, W.L., Davies, G.R., y Condliffe, E., 1995. "Cr Garnet indicators in Venezuela kimberlites and their bearing on the Evolution of the Guayana Craton". En: Kimberlites and related rocks 1 (H.O.A. Meyer & O.H. Leonardos, Eds.). Brasilia, Brazil, p. 378-387.

Nomade, S., Chen Y., Féraud, G., Pouclet, A. y Théveniaut, H., 2001. "First paleomagnetic and 40 Ar/ 39 Ar study of the Paleoproterozoic rocks from the French Guyana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guayana shield". En: Precam. Research, V. 109, Núm. 3-4, p. 239-256

Norcross, C.E., 1997. "U-Pb geochronology on the Omai intrusion-hosted Au-quartz vein deposit and host rocks, Guiana Shield, South America". En: M.Sc. Thesis University of Toronto, Canada.

Norcross, Ch., Davis, D.W., Spooner, E.T.C. y Rust, A., 2000. "U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana shield". En: Precam. Research, Vol. 102, Núm. 1-2, p. 69-86.

Norman, M., 2004. "The Oldest Moon Rocks". En: Planet. Sci. Research, p. 1-9.

Nystuen, J.P., Andresen, A., Kumpulainen, R.A. y Siedlecka, A., 2008. "Neoproterozoic basin evolution in Fennoscandia, East Greenland and Svalbard". En: Episodes, Vol. 31, Núm. 1, p. 35-43.

Oberthür, T., Vetter, U., Schwartz, M.O., Weiser, Th., Amanor, J. y Gyapong, W., 1991. "Gold Mineralization at the Ashanti Mine, Obuasi. Ghana: Preliminary mineralogical and geochemical data". En: Brazil Gold'91, The Economirs, Geology, Geochemistry, and Genesis if Gold Deposits (E.A. Ladeira, Ed.), p. 533-537.

Oberthür, T., Vetter, U., Davis, D.W., y Amanor, J.A., 1998. "Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana". En: Precam. Research, Vol. 89, Núm. 3-4, p. 129-143.

O`Connor, J.T., 1965. "A classification for quartz-rich igneus rocks based on felds par rations". En U.S. Geol. Surv. Profes, Paper No. 525 B, p. B79-B84

Ohtani, E., Ed. 2007. "Advances in High-Pressure Mineralogy". En: The Geol. Soc. of America, Spec. Papers, 421. Washington, D.C., 237 p.

Oliveira, M., Dall'Agnol, R., Althoff, F. y Leite, A., 2008. "Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone terrane, Carajás, Amazonian craton". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Olmore, S.D. y Estanga, Y., 1989. "Reconnaissance observations of a Tertiary (?) graben near Pie de Salto on the Caura River, Guayana Shield, Venezuela". En: VII Cong. Geol. Venezolano, Barquisimeto, Mem., Vol. 1, p. 114-123.

Olmore, S.D. y Garcia-Gerdes, A., 1990. "Cenozoic Tectonic evolution of the Northern margin of The Guiana Shield, Bolivar State, Venezuela". En: Geol. Soc. of America, Vol. 22, Núm. 7, p. A337.

Onstott, T.C., Hargraves, R.B. y York, D., 1984. "Dating of Precambrian diabase dikes of Venezuela Using Paleomagnetic and 40Ar/39Ar Methods". En: II Simp. Amazononico, Manaus, Brazil, p. 513-518.

Oreskes, N. y Einaudi, M.T., 1990. "Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olimpic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia". En: Econ. Geol., Vol. 85, Núm. 1, p. 1-28.

Oreskes, N. y Einaudi, M.T., 1992. "Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam; Preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes". En: Econ. Geol., Vol. 87, Núm. 1, p. 64-90.

Oreskes, N. y Hirtzman, M.W., 1993. "A model for the origin of the Olympic Dam-type deposit". En: Mineral Deposit Modeling: R.V. Kirkham, E.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M.Duke (Eds.), Geol. Assoc. of Canada, Spc. Publ. Núm. 40, p. 615-633.

Pandit, B., Hejanl, Z., Annesley, I., White, D., Reilkoff, B., McCready, A., Wallster, D., 2007. "Complex seismic signature of the Athabasca basin subsurface". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), 2008. Resúmenes.

Paradis, S., Hannigan, P. y Dewing, K., 2007 "Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits". En; Goodfellow, W.D., Ed., Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. Núm. 5, p. 185-203.

Park, J.K., 1994. "Paleomagnetic constraints on the position of Laurentia from middle Neoproterozoic to early Cambrian times". En: Precam. Research, Vol. 69, Núm. 1-4, p 95-112.

Pasquali, J., 1981. "Exploración de uranio en Venezuela: Situación a fines de 1978". En: Yacimientos de Uranio en América latina: geología y Exploración: Viena, OIEA, p. 191-204

Pasquali, J. y Sifontes, R., 2007. "Exploración de Uranio en Venezuela". En: IX Cong. Geol. Venezolano, UCV, Caracas, Oct. 07.

Patchett, P.J. y Samson, S.D., 2005. "Ages and Growth of the Continental Crust from Radiogenic Isotopes". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 321-348.

Pawlig, S., 2006. "Geochemical and Sr-Nd isotopic data on the Birimian of the Kedougou-Kenieba Inlier (Eastern Senegal): Implications on the Paleoproterozoic evolution of the West African Craton". En: South African Jour. of Geol., Vol. 109, Núm. 3, p. 411-427.

Pearce, J.A, 1996. "Sources and settings of granitic rocks". En: Episodes, Vol. 19, Núm. 4, p. 120-125.

Pearce, J.A, Harris, N.B. y Tindle, A.G., 1984. "Trace element discrimination Diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". En: Jour. Petrol., Núm. 25, p. 956-983.

Percival, J.A., 1994. "Archean High-Grade Metamorphism". En: Condie, K.C. (Ed.), 1994, Archean Crustal Evolution, p. 357-410. Elsevier Publ. Co. New York, 528 p.

Perez, H., Salazar, R., Penalosa, A. y Rodriguez, S.E., 1985. "Evaluación preliminar Geoquímica de los Aluviones presentando minerales de Ti, Sn, Nb y Ta del área de Boquerones y Aguamena, Distrito Cedeño, Estado Bolívar y territorio Federal Amazonas". En: I Simp. Amazónico, Venezuela, Mem, Publ. Esp. Núm. 10, p. 587-602.

Peschler, A.P., Benn, K. y Roest, W.R., 2006. "Gold-bearing fault zones related to Late Archean orogenic folding of upper and middle crust of the Abitibi granite-greenstone belt, Ontario". En: Precam. Research, Vol. 151, Núm. 3-4, p. 143-159.

Pierce, K.L., Morgan, L.A. y Saltus, R.W., 2002. "Yellowstone Pluma Head: Postulated Tectonic Relations to the Vancouver Slab, Continental Boundaries, and Climate". En: Bonnichsen. B., White, C.M, y McCurry, M. Ed. "Tectonic and Magmatic Evolution of the Snake River Plain Volcanic Province". Idaho Geol. Surv., Bull 30, p. 5-33.

Pierce, K,L., 2004, "Geologic Evidence for a Mantle Plume Origin for Yellowstone: the Historical Pattern and Scale of Volcanism, Faulting, and Uplift along the Yellowstone Hotspot Track". En: Geol. Soc. America, Rocky Mountain (56th Annual) and Cordilleran (100th Annual), Paper Núm. 37-7.

Pinto, C.P., y Pedrosa-Soares, A.C., 2001. "Brazilian Gem provinces". En: Aus. Gem., Vol. 21, p. 2-16.

Pirajno, F., 2000. "Ore Deposits and Mantle Plumes". En: Kluwer Acad. Publ., 556 p.

Pirajno, F., 2007. "Ancient to Modern Earth: the Role of Mantle Plumes in the Making of Continental Crust". En: Earth's Oldest Rocks, Elsevier, p. 1.037-1.064.

Pirajno, F., 2007. "Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems". En: Episodes, Vol. 30, Núm. 1, p. 6–20.

Pisarevsky, S.A., Wingate, M.T.D., Powell, C.M, Johnson, S. y Evans, D.A, 2003. "Models of Rodinia assembly and fragmentation". En: Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup, Geol. Soc., London, Spec. Publ., Vol. 206, p. 35-55.

Polat, A. y Kerrich, R., 2001. "Geodynamic processes, continental growth, and mantle evolution recorded in late Archean greenstone belts of the southern Superior Province, Canada". En: Precam. Research, Vol. 112, Núm. 1-2, p. 5-25.

Polat, A. y Frei, R., 2005. "The origin of Early Archean banded iron formations and continental crust, Isua, southern West Greenland". En: Precam. Research, Vol. 138. Núm. 1-2, p. 151-175.

Pomonti, Y. y Baptista, M., 2008. "Revisión y actualización de la hoja geológica Maripa (Núm. 7.138), escala 1:100.000, Bolívar". En: Geos (UCV, Caracas), 39:29 + 11 p.

Poulsen, K.H., 1995. "Lode Gold" En: Geol. Of Canadian Mineral Deposits Types: O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair and R.I. Thorpe (Eds.), Geol. Surv. of Canada, Geology of Canada, Núm. 8, p. 323-328.

Poulsen, K.H., Robert, F. y Dubé, B., 2000. "Geological Classification of Canadian Gold Deposits". En: Geological Surv. of Canada, Bulletin 540, 106 p.

Price, N.J., 2001. "Major Impacts and Plate Tectonics: A Model for the Phanerozoic Evolution of the Earth's Lithosphere". En: Routledge, London, 354 p.

Priem, N.H.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.Th. y Verschure, R.H., 1973. "Age of the Precambrian Roraima Formation in Northeastern South America: Evidence from isotopic dating of Roraima Pyroclastic Volcanic Rocks in Suriname". En: Geo. Soc. of America, Vol. 84, Núm. 5, p. 1.677-1.684.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.Th. y Verschure, R.H., 1971. "Isotopic ages of the Trans-Amazonian Acidic Magmatism and the Nickerie Metamorphic Episode in the Precambrian basement of Suriname, South America." En: Geol. Soc. of America Bull., Vol. 82, Núm. 6, p. 1.667-1.680.

Preim, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M, Bebeda, E.H., Kuyper, R.P., De Roever, E.W.P., Verdurmen, E.A.Th, Verschure, R.H., Wilens, J.B., 1978. "How old are the Supposedly Archean Charnockitic Granulites in the Guyana Shield Basement of Western Suriname (South America)?". En: U.S. Geol. Surv., Open File Report 78-701, p. 341-343.

Priem, H.N.A., Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., De Boorder, H., Hebeda, E.H., Huguett, A., et al., 1982. "Geochronology of the Precambrian in the Amazonas Region of Southeast Colombia (estern Guiana Shield)". En: Geologie in Mijnbouw, Vol. 61, p. 229-242.

Priem, H.N.A., Kroonenberg, S.B., Boelrijk, N.A.I.M. y Hebeda, E.H., 1989. "Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 basement underlying the 1.2 Garzón-Santa Marta granulite belt in the the Colombian Andes". En: Precam. Research, Vol. 42, Núm. 3-4, p. 315-324.

Pringle, I., y Teggin, D., 1985. “La edad de Rocas Piroclásticas intercaladas en el Grupo Roraima”. En: VI Cong. Geol. Venezolano, Caracas, Mem. Núm. 3, p. 1.915 - 2.008.

Prothero, D.R. y Dott, D.R.H., 2009. “Evolution of the Earth”. En: McGraw-Hill, Higher Education, N.Y., 576 p.

Rämö, O.T., y Haapala, I., 1993. “One hundred years of rapakivi granite”. En: Mineralogy and Petrology, Vol. 52, Núm. 3-4, p. 129-185.

Rämö, O.T., Halla, J., Nironen, M., Lauri, L.S., Kurhila, M.I, Käpyaho, A., Sorjonen, P. y Äikäs, O., 2005. “EUROGRANITES 2005 - Proterozoic and Archean Granites and Related Rocks of the Finnish Precambrian”. En: Academy of Finland, p. 128.

Rämö, O.T., Halla, J., Heilimo, E., Huhma, H., Kapyaho, A., Kurhila, M. y Front, K., 2008. “Paleoproterozoic oxidized A-type granites in northern Finland and vicinity”. En: 33 Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Ramos, J. y Salinas, A., 2008. “Anomalías geoquímicas como resultado del muestreo de suelo: Proyecto de prospección y Exploración para oro en el sector Hoja de Lata, Estado Bolívar”. En: Geos (UCV, Caracas), 39:51 + 3 p.

Reeve, J.S., Cross, K.C., Smith, R.N. y Oreskes, N., 1990. “Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit, South Australia”. En: Hughes F.E (Ed), Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea, The AusIMM, Melbourne, p. 1.009-1.035.

Reid, A.R., 1974. “Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela”. En: Conf. Geol. Interguayanas, Mem, Publ. Espec. Núm. 6, p. 343-354.

Reis, N.J. y Fraga, L.M.B, 2000. “The Kanuku concept review in that portion of Central Guiana Domain, Guiana Shield”. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Reis, N.J. y Souza, A., 1996. “Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima-Avaliação e discussão de seu Modo de ocurrência”. En: Rev. Brasileira de Geociências, Vol. 26, Núm. 4, p. 217-226.

Reis, N.J., Gomes, M.S., Fraga, L.M. y Haddad, R.C., 2000. “Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the Northern Amazônian craton, Eastern Roraima State, Brazil”. En: Orocaima Event in the Northern Amazonia Craton, Eastern Roraima State, Brazil”. En: Rev. Brazil, Geos., Vol. 30, Núm. 3, p. 380-383.

Reis, N.J., 2006. “Monte Roraima, RR - Sentinela de Macunaíma”. En: “Winge, M., Schobbengaus, C., Berbert-Born, M., Queiroz, E.T., Campos, D.A., Souza, C.R.G., Fernandes, A.C.S. (Eds.) Sitios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 10/02/2006 no endereço.

Renner, R. y Gibbs, A.K., 1987. “Geochemistry and petrology of metavolcanic rocks of the Early Proterozoic Mazaruni Greenstone Belt, Northern Guyana”. En: T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale and D. Rickard (Eds.), Geochemistry and mineralization of Proterozoic volcanic suites: Geol. Soc. of London, Spec. Publ., Vol. 33, p. 289-309.

Reyes, A.R. y Haro, M.R., 1994. “Consideraciones teórico-prácticas para la elaboración de Anteproyectos de Yacimientos Auríferos Subterráneos tomando como referencia la Mina Chile, El Callao, Estado Bolívar, Venezuela”. En: Tesis de grado, UDO, Bolívar, Ing. Minas.

Richards, J.P., 2009. “Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere”. En: Geology, Vol. 37, Núm. 3, p. 247-250.

Rincón, H. y Zerpa, W., 1992. “Estudio geológico-geomorfológico del sector ríos Pasimoni, Yatúa y Varia, Territorio Federal Amazonas, Venezuela”. En: Bol. Soc. Venezolana de Geol., Vol. 44, p. 22-30.

Ringwood, A.E., 1979. “Origin of the Earth and Moon”. En: Spring-Verlag, N.Y. Inc., 295 p.

Rios, J.H., 1972. “Geología de la Región de Caicara, Estado Bolívar”. En: IV Cong. Geol. Venezolano, Mem. Publ. Esp. Vol 5, Núm. 3, p. 1.759-1.782.

Rivas, D., 1985. “Geología de la sub-región Atabapo, Territorio Federal Amazonas, Venezuela”. En: I Simp. Amazónico, Puerto Ayacucho, p. 12-134.

Rivers, T., 1997. “Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications”. En: Precam. Research, Vol. 86, Núm. 3-4, p. 117-154.

Robert, F., 1990. “Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d’Or area, southeastern Abitibi subprovince”, En: University of Western Australia, Geology Key Center and University Publication 24, p. 164-209.

Robert, F., 1994. “Vein fields in gold district: The example of Val D’or, southern Abitibi Subprovince, Quebec”. En: Geol. Surv. of Canada, Ottawa, p. 295-302.

Robert, F., 1995. “Quartz-carbonate vein gold”. En: Geology of Canadian Mineral Deposits Types: O. R. Eckstrand, W. D. Sinclair and R. I. Thorpe (Eds.), Geol. Surv. of Canada, Geology of Canada, Núm. 8, p. 350-366.

Robert, F., 1997. “A preliminary geological model for syenite-associated disseminated gold deposits”. En: The Abitibi belt, Ontario and Quebec, Geol. Surv. of Canada, Current Research 1997, p. 201-210.

Robert, F., 2000. “World-class greenstone gold deposits and their exploration”. En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000, Vol. de presentaciones, CD-ROM, doc. SG304e, 4p.

Robert, F., 2001. “Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada”. En: Mineralium Deposita, Vol. 36, Núm. 6, p. 503-516.

Robert, F. y Brown, A.C., 1986. “Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part I, Geologic relations and formation of the vein system”. En: Econ. Geol., Vol. 81, Núm. 3, p. 578-592.

Rodríguez, C. y Warden, A.J., 1993. “Overview of some Colombian gold deposits and their development potencial”. En: Mineralium Deposita, Vol. 28, p. 47-57.

Rodríguez. S., 1986. “Recursos Minerales de Venezuela”. En: Bol. del Ministerio de Energía y Minas, Caracas, Vol. 15, 215 p.

----------, 1987. “Venezuela: Mining International”. p. 165-167.

Rodríguez. S.E., 1997. “Ubicación Tectónica de los cuerpos de kimberlitas de Bolívar Occidental, Venezuela”. En: VIII Cong. Geol. Venezolano, T. 2, p. 335-338.

Rodríguez. S.E., 1997. Fajas Comerciales de Granitos Ornamentales en Bolívar norcentral, Venezuela”. En: VIII Cong. Geol. Venezolano, Mem., T.2, p. 331-334.

----------, Moya, E., Batista, G.L., Vásquez, J.C., Martín, F.C., Vásquez, E., Marcano, F. y Voger, S., 1976. “Mapa Metalogenético de Venezuela”. En: Mem., escala 1: 1.000.000.

Rodríguez. S. y Pérez, H.G., 1982. “Nb, Ta and Sn Mineralization Related to Granitic Magmatism in Western Bolívar State, Venezuela”. En: VI Symp., Inter. Association on the Genesis of oro deposits, Tbilisi, USSR, 10 p.

Rodríguez, I., Grande, S., Adrián, N., Azuaje, R., Diaz, A., Escorihuela, N., Lozano, L., Morgado, L., Pérez. M. y Vargas, E., 2008. “Modelaje cortical del Escudo de Guayana, Venezuela, con base en datos gravimétricos y magnéticos”. En: Geos (UCV, Caracas), 39:93 + 7 p.

Rogers, J.J.W., 1996. “A history of the Continents in the past Three Billions Years”. En: The Jour. Geol., Vol. 104, Núm. 1, p. 91-107.

Rogers, J.J.W., Dabbagh, M.E., Olszewski, W.J., Gaudette, H.E., Greenberg, J.K. y Brown, B.A., 1984. “Early Post-stabilization sedimentation and later Growth of Shields”. En: Geology, Vol. 12, p. 607-609.

Rogers, J.J.W. y Santosh. M., 2004. “Continents and Supercontinents”. En: Oxford Univ. Press, London, Inglaterra, p. 289.

Rogers, J.J.W. y Santosh. M., 2002. “Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent”. En: Gondw. Research, Vol. 5, Núm. 1, p. 5-22.

Rollinson, H., 2007. “Early Earth Systems: a Geochemical Approach”. En: Blackwell Publ. Malden USA, p. 285.

Rollinson, H., 2006. “Crustal generation in the Archean”. En: Brown, M., y Rushmer, T., Eds., Evolution and Differentiation of the Continental Crust: New York, Cambridge Univ. Press, p. 173-230.

Rosière, C.A. y Chemale F., 2000. “Brazilian Iron Formations and their geological setting”. En: Re-

vista Brasileira de Geociências, Vol. 30, Núm. 2, p. 274-278.

Rosembaum, G., 2008. "Porphyry-type deposits and plate tectonics: the link between aseismic ridge subduction and metallogenesis". Em: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Roy, S., 2006. "Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system". En: Earth Sci. Reviews, Vol. 77, Núm. 4, p. 273-305.

Ruckmick, J.C., 1963. "The Iron Ores of Cerro Bolivar, Venezuela". En: Econ. Geol., Vol. 58, Núm. 2, p. 218-236.

Rudnick, R. L. y Gao, S., 2005. "Composition of the Continental Crust". En: The Crust, Ed. Rudnick, R.L., 2005, p. 1-65. Elsevier Publ. Co., New York, p. 702.

Ruiz, A.S., 2005. "The 1.590-1.520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic implications for the Mesoproterozoic SW Amazonian Craton crustal evolution". En: Red Anais da Academia Brasileira de Ciências, 20 p.

Rumble, D., Liou, J.G. y Jahn, B.M., 2005. "Continental Crust Subduction and Ultrahigh Pressure Metamorphism". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p 293-320.

Sobolev, N.V., Yefimova, E.S., Channel, D.M.deR., Anderson, P.F.N. y Barron, K.M., 1998. "Unusual upper mantle beneath Guraniamo, Guyana Shield, Venezuela: Evidence from diamond inclusions". En: Geology, Vol. 26, Núm. 11, p. 971-974.

----------, Longinova, A.M., Yefimova, E.S., Zedgenizow y Channer, D.M.deR., 2003. "Polymineralic Eclogitic Inclusions in Guaniamo Diamonds, Venezuela: Evidence for variable Diamond Growth Conditions". En: 8th Int. Kimberlite Conference.

Sobolev, N.V., Yefimova, E.S., Channer, D.M.deR., Anderson, P.F.N. y Barron, K.M., 1998. "Unusual upper mantle beneath Guaniamo, Guayana Shield, Venezuela: Evidence from Diamond Inclusions". Geology, Vol. 26, Núm. 11, p. 971-974.

Sadowski, G.R. y Bettencourt, J.S., 1966. "Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton". En: Precam. Research, Vol. 76, Núm. 3-4, p. 213-227.

Salazar, E. y Franco, L., 1994. "Geología del Estado Bolívar, zonas Bochinchito, Marwani-Anacoco y Las Flores-Sua Sua". En: III Simp. Int. Oro, AVO.

Santaella, T., 1991. "CVG Minerven ganó 328 millones de Bolívares en 1990". En: Diario El Guayanés, 28 de Abril de 1991, p. 7.

Santos, B., 1980. "Geologia e potencial mineral da Região Dos Carajás". En: Simp. sobre a Povíncia Mineral na Serra dos Carajás, Rio de Janeiro, Docegen.

Santos, J.O.S., 1999. "New Understanding of the Amazon Craton Gold Provinces". En: New Developments in Economic Geology, Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits, Univ. of Western Australia, Perth, 10 p.

Santos, J.O.S., 2005. "Evolution and metallogeny of the provinces of the Amazon Craton". En: Geol. Soc. of Australia, Abstract. Feb 2005.
.
Santos, J.O.S., Reis, N.J., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. y Fletcher, I.R., 1999. "Associacao anortosito-charnockito-rapakivi do Calimiano do Norte do Craton Amazonico, Estado de Roraima: Evidencias obtidas por geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircao e baddeleyta". En :VI Simp. de Geologia da Amazonia. Ext. Abst.Bull, p. 502-505.

Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A. y McNaughton, N.J., 2001. "Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil". En: Mineralium Deposita, Vol. 36, Núm. 3-4, p. 278-299.

Santos, J.O.S., Potter P.E., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. y McNaughton, N.J., 2003. "Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology". En: Geol. Soc. America Bull., Vol. 115, Núm. 3, p. 331-348.

Santos, J.O.S., Reis, N.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Pinheiro, S.S. y McNaughton, N.J., 2003. "Paleoproterozoic Evolution of Northwestern Roraima State-Absence of Archean crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic Evidence". En: IV South American Symposium on Isotope Geology, p. 278-283.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, Campal, N., Schipilov, V., Piñeyro, D. y McNaughton, N.J., 2003. "Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay". En: Int. Geol. Rev., Vol. 45, Núm. 1, p. 27-48.

Santos, J.O.S., Van Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. y Fletcher, I.R., 2004. "Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in The Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP a TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology". En: Precam. Research. Vol. 131, Núm. 1-2, p. 73-109.

Sarmenteros, A., 1992. "Gold in Venezuelan Investments Opportunities Handbook 1992". G.P.O. Salt Lake City, p. 246.

Sato, K. y Tassinari, C.C.G., 1997. "Principais eventos do acrecao continental no Craton Amazonico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evolucies de estagio unico e estagio duplo". En: Costa, M.L. and Angelica, R.S., Eds, Contribuicıes a Geologia da Amazonia, Belem, SBG, pp. 91-142.

Sawkins, F.J.,1990. "Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics, 2nd Edition". En: Spring-Verlag, Berlin, New York, 461 p.

Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J., Izarra, C., 2002. "The crustal Structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data". En: Tectonophysics, Vol. 345, p. 103-118.

Schmidt, M.W. y Poli, S., 2005. "Generation of Mobile Components during Subduction of Oceanic Crust". En: "The Crust", Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 567-592.

Schmincke, H.U., 2004. "Volcanism". En: Springer-Verlag Heidelberg N.Y., 324 p.

Schneider, J.O., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I. y Mcnaughton, N.J. y Fletcher, I.R., 2000. "A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology". En: Gondw. Research, Vol. 3, Núm. 4, p. 453-488.

Schobdenhaus, C., Campos, D., Darze, G.R. y Asumes, H.E., 1984. "Geología do Brazil. Texto-Explicativo do Mapa Geológico do Brazil Adyacente, Incluidos Depósitos Minerais, escala 1: 2.500.000". En: Brazilia, Dpto. Prou. Nac. Da Minerais, p. 419.

Schubert, C., Briceño, H.O. y Fritz, P., 1986. "Paleoenvironmental aspects of the Caroni-Paragua river basin (southeastern Venezuela)". En: Interciencia, Vol. 11, p. 278-289.

Schubert, C., Fritz, P. y Aravena, R., 1992. "Investigaciones paleoambientales: resultados preliminares". En: Huber O (Ed) El Macizo de Chimantá, Escudo de Guayana, Venezuela. Un ensayo ecológico tepuyano. Oscar Todtmann Eds, Caracas, pp 97-110.

Schulze, D.J., Harte, B., Valley, J.W. y Channer, D.M.deR., 2003. "Extreme Geochemical Variation Accompanying Diamond Growth, Guaniamo, Venezuela". En: 8th Inter. Kimberlite Conf. Long Abstract. p. 1-3.

Schulze, D.J., Harte, B., Valley, J.W. y Channer, D.M.deR., 2004. "Evidence of Subduction and Crust-Mantle Mixing from a Single Diamond". En: Lithos, Vol. 77, Núm. 1-4, p. 349-358.

Schulze, D.J., Canil, D., Channer, D.M.deR. y Kaminsky, F.V., 2006. "Layered mantle structure beneath the western Guyana shield, Venezuela: Evidence from diamonds and xenocrysts in Guaniamo kimberlites". En: Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 70, Núm. 1, p. 192-205.

Schwartz, D. y Guilliani, G., 2000. "Esmerald Deposits. A review". En: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000.

Scott, C., Bekker, A. y Lyons, T., 2008. "Redox indicators from Paleoproterozoic black shales: response of the ocean and atmosphere to the Great Oxidation Event". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005, "Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features". En: Econ. Geol. 100 Anniversary, p. 251-298.

Shatwell, D., 2004. “Subducted Ridges, Magmas, Differential Uplift, and Gold Deposits: Examples from South and Central America”. En: Geosc. Australia, The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis, p. 115-120.

Sheppard, S., Occhipinti, S.A. y Tyler, I.M., 2004. “A 2.005 - 1.970 Ma. Andean-type batholith in the southern Gascoyne Complex, Western Australia”. En: Precam. Research, Vol. 128, Núm. 3-4, p. 257-277.

Sherlock, R. and Logan, M.A.V., 2002. “Volcanogenic Massive Sulphide Occurrences and Potential in Venezuela, with emphasis on the Guayana Shield”. En: Geol. Assoc. of Canada, Mineral Deposits division Publication: VMS Deposits of Latin America, Esp. Publ. Núm. 2.

Shervais, J.W., Branney, M.J., Geist, D.J., Hanan, B.B., Hughes, S., Prokopenko, A.A. y Williams, D.F., 2006. “HOTSPOT: The Snake River Scientific Drilling Project-Tracking the Yellowstone Hotspot Through Space and Time”. En: Scientific Drilling, Núm. 3, p. 56-68.

Short, K.C. y Steenken, W.F., 1962. “A reconnaissance of the Guayana Shield from Guasipati to the Río Aro, Venezuela”. En: Asoc. Venezolana de Geología, Min. y Petróleo, Bol. Inf. Venezuela, Vol. 5, Núm. 7, p. 189-221.

Sial, A.N., Dall’Agnol, R., Ferreira, V.P., Nardi, L.V.S., Pimentel, M.M. y Wiedemann, C.M., 1999. “Precambrian granitic magmatism in Brazil”. En: Episodes, Vol. 22, Núm. 3, p. 191-198.
Sidder, G.B., 1990. “Mineral Occurrences of the Guiana Shield, Venezuela”. En: U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., Núm. 90-16, 28 p.

Sidder, G.B., 1995. “Geology and Mineral Deposits of the Venezuelan Guayana Shield.” En: U.S. Geol. Surv. Bull. Núm. 2.124 A, p. 01-20.

Sidder, G.B., Brooks, W.E., Estanga, Y., Nuñez, F. y García, A., 1991. “Early to Middle Proterozoic Supracrustal Rocks and Mineralization of the Southern Guayana Shield, Venezuela”. En: Seventh Annual V.E. mcKelvey Forum on Mineral and Energy Resources, p. 69

Sidder, G.B., Day, W.C., Tosdal, R.M., Olmore, S.D, Guzman, L. y Prieto, F., 1991. “Evolution on an Early Proterozoic rift Basin in the La Esmeralda Area, Guyana Shield, Venezuela”. En: U.S. Geol. Surv. Circular 1.062, p. 69-70.

Sidder, G.B., y Martínez, F., 1990. “Geology, Geochemistry and Mineral Resources of the Upper Caura River area, Bolívar State, Venezuela”. En: U.S. Geol. Surv., Open-File Rep. Núm. 90-231, p.29.

Sifontes, R.S., et al., 1982. “Informe final del proyecto de investigación geoquímica de uranio según el contrato Núm. 033/81 suscrito entre CADAFE y la Universidad Central de Venezuela”. En: Caracas, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Geoquímica, 61 p. y 3 mapas.

Sillitoe, R.H. y 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., Vol. 48, Núm. 4, p. 237-250.

Sillitoe, R.H. y Parelló, J., 2005. “Andean Copper Province: Tectonomagmatic Settings, Deposit Types, Metallogeny, Exploration and Discovery”. En: Econ. Geol. 100th Anniversary Vol., p. 845-890

Sleep, N.H., 2006. “Mantle plumes from top to bottom”. En: Earth Sci. Reviews, Vol. 77, Núm. 4, p. 231-271.

Sinclair, H.D., 1997. “Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: The role of the passive margin versus slab breakoff”. En: Geology, Vol. 25, Núm. 12, p. 1.123-1.126.

Sinclair, W.D., 2007. “Porphyry Deposits”. En: Goodfellow, W.D., Ed., Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. Núm. 5, p. 223-243.

Singh, S., 2005. “Big Bang: The Origin of the Universe”. Harper Perennial Inc., 532 p.

Soares, M.A., 1985. “Estudio Petrográfico de la estructura alcalina la Churuata, Territorio Federal Amazonas”. En: VI Cong. Geol. Venezolano, Vol. 4, p. 2.117-2.158.

Soares, L.V., Xavier, R., Souza, C.R., Torresi, I., Bortholoto, D. y Augusto, R., 2008. “The Carajás Province iron-oxide-copper-gold hidrothermal systems”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Sproule, R.A., Lesher, C.M., Ayer, J.A., Thurston, P.C. y Herzberg, C.T., 2002. “Spatial and Temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt”. En: Precam. Research, Núm. 1-4, Vol. 115, p. 153-186.

Souza, A.G.H., Souza, V.S, Dantas, E.L., Valério, C.S.., Laux, J.H., Silva, A.J.M. y Ferreira, J.R., 2006. “Pedra do Gavião Massif: Record of the 1.23 Ga. A-type magmatism in the Southern Guiana Shield”. En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Souza D`Agrella, M., Ferreira, R., Tohver, E., Santos, F.B., Elmin Lute., S-A y Pacca, I., 2008 “Proterozoic Paleogeographic evolution of South American Cratons”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Staudigel, H., 2005. “Hydrothermal Alteration Process in the Oceanic Crust”. En: “The Crust”, Ed. Rudnick, R., Elsevier Publ. Co. New York. 2005, p. 511-536.

Steward, J.H., 2007. “World Map showing surface and subsurface distribution, and lithologic character of Middle and Late Neoproterozoic rocks”. En: U.S.Geol. Surv. Open-File Report 2.007 - 1.087.

Stein, H., Markey, R. y Schérsten, A., 2001. “Re-Os dating of Archean Orogenic Au Deposits in the Yilgarn, Western Australia”. En: GSA Annual Meet., Nov 5-8.

Stern, R.J., 2008. “Moder-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth´s tectonic history”. En: Condie, K.C., and Pease, V. Eds., When did plate tectonic begin on Planet Earth?. Geol. Soc. of America, Spec. Pap. 440, p. 265-280.

Strauss, H., Guo, Q., Peters, M., Farquhar, J. y Kaufman, A.J., 2008. “Earth system evolution across the Archean-Proterozoic transition: Sulphur isotope evidence”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Sundblad, K., Cook, N., Nygård, R., Eklund, O., Valkama, M., Penttinen, K., Nygård, N., Rimaila, K., Paadar, J., Lammi, M., Seifert, T., Karell, F., Huhma, H. y Airo, M.L., 2008. “Polymetallic metallogeny in the Wiborg batholith, Fennoscandian shield”. En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Swapp, S.M. y Onstott, T.C., 1989. “P-T-time characterization of the Trans-Amazonian Orogeny in the Imataca Complex, Venezuela”. En: Precam. Research, Vol. 42, Núm. 3-4, p. 293-314.

Sylvester, P.J., 1989. “Post-collisional alkaline granites”. En: The Jour. of Geology, Vol. 97, Núm. 3, p. 261-280.

Sylvester, P.J., 1994. “Archean Granite Plutons”. En: Condie, K.C. (Ed.), 1994, Archean Crustal Evolution, p. 261-314. Elsevier B.V. Publ. Co. New York, 528 p.

Takeda, H., Lira, P. y Sosa C., 1989. “Estudio petrológico de las rocas ígneas en la región de Carum-Antaban, Estado Bolívar”. En: Mem. 50 Aniv. Esc. Geología, Minas y Geofísica, Geos (UCV, Caracas), Núm. 29, p. 238-248.

Talukdar, S.C. y Colvee, P.G., 1975. “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, Vol. 18, p. 201-220.

Talukdar, S.C. y Colvee, P.G., 1977. “Implicaciones del estudio petrológico de las rocas volcánicas del Valle del Parucito, Terr. Fed. Amazonas”. En: V Cong. Geol. Venezolano, Mem. Vol. 2, p. 591-610.

Tassinari, C.C.G., Cordani U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S. y Taylor, P.N., 1996. “Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications”. En: Int. Geol. Review, Vol. 38, Núm. 2, p. 1.161-1.175.

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldes, M.C., Macambira, M.J.B. y Lafon, J.M., 2000. “The Amazonian Craton”. En: Cordani, U.G, et al. (Eds.) Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro: 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, august, 2000, p. 41-95.

Tassinari, C.C.G., Munhá, J.M.U., Teixeira, W., Nutman, A., Palácios, T., Sosa, S.C. y Calado,

B.O., 2002. "Thermochronological history of the Imataca Complex, NW Amazonian Craton". En: IV South American Symp. on Isotope Geol., p. 121-123.

Tassinari, C.C.G. y Macambira, M.J.B., 1999. "Geochronological Provinces of the Amazonian Craton". En: Episodes, Vol. 22, Núm. 3, p. 174-182.

Tassinari, C.C.G. y Macambira M.J.B., 2004. "A evolução tectônica do Cráton Amazônico". En: V. Manteso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (Eds.) Geologia do Continente Sul-mericano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca. p. 471-485.

Taylor, B., 2007. "Epithermal Gold Deposits". En: Goodfellow, W.D. (Ed.), Mineral Deposits of Canada, A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. Núm. 5, p. 113-140.

Teixeira, J.B.G., Misi, A. y Silva, M.G., 2007. "Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America". En: Gondwana Research, Vol. 11, p. 346-361.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Szabó, G.L., Mondim, M., Sato, K., Santos, A.P., Siso, C.S., 2000. "Sm-Nd constrains on protoligh age of the Archean Imataca Complex, Venezuela". En: II South American Symposium on Isotope Geology, Acta, p. 136-138.

---------- y otros, 2001. "Evolucao Crustal do Complexo do Imataca, Venezuela". En: Acuerdo de Copperación MEM, Venezuela-Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidad de Sao Paulo (trabajo en progreso no publicado aún). Cortesía MEM.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Colombro, C. y Mondin, M., 2002. "Características isotópicas (Nd - Sr) do plutonismo intrusivo no Extremo NW do Cráton Amazônico, Venezuela, e implicações para a evolução Paleoproterozóica". En: Geol. USP Sér. Client., Sao Pãulo, Vol. 2, p. 131-141.

Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J.M., Monié, P., Rossi, P. y Lahondère, D., 2006. "Paleoproterozoic (2.155 - 1.970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian Event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana". En: Precam. Research, Vol. 150, Núm. 3-4, p. 221-256.

Thiéblemont, D., Goujou, J.Ch., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M. y Fanning, C.M., 2004. "Archean Evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking". En: Jour. of African Earth Sci., Vol. 39, Núm. 3-5, p. 97-104.

Tepedino V., 1985. "Geología de la Región del Medio y Alto Caura, Estado Bolívar". En: I Simp. Amazónico, Puerto Ayacucho, p. 140 – 150.

Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J.M., Monié, P., Rossi, P. y Lahondère, D., 2006. "Paleoproterozoic (2.155 - 1.970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of the new paleomagnetic data from French Guiana". En: Precam. Research, Vol. 150, Núm. 3-4, p. 221-256.

Thiéblemont, D., Delor, Cocherie, A., Lafon, J.M., Goujou, J.C., Baldé, A., Bah, M., Sané, H. y Fanning, M., 2001. "A 3.5 Ga granite-gneiss basement in Guinea: further evidence for early archean accretion within the West African Craton". En: Precam. Research, Vol. 108, p. 179-194.

Thomas, W.A., 2005. "Tectonic inheritance at a continental margin". En: Geol. Soc. Of America Today, Vol. 16, Núm. 2, p. 4-11.

Thurston, P.C., 1994. "Archean Volcanic Patterns". En: Condie, K.C. (Ed.), 1994, Archean Crustal Evolution, p. 45-84. Elsevier B.V. Publ. Co. New York, 528 p.

Tomlinson, K.Y. y Condie, K.C., 2001. "Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry". En: Geol. Soc. America Spec. Paper Núm. 352, p. 341-355.

Tosiani, T. y Sifontes, R., 1989. "Asociación de rocas máficas-ultramáficas en la región del Cerro Piedra del Supamo, sur de El Callao". En: Mem. VII Cong. Geol. Venezolano, Soc. Venezolana de Geol. Caracas, T. I, p. 161-174.

Toussaint, J.F., 1996. "Evolución Geológica de Colombia, Tomo 1: Precámbrico Paleozoico". Univ. Nacional de Colombia, Medellín, 277 p.

Trap, P., Faure, M., Lin, W. y Monié, P., 2007. "Late Paleoproterozoic (1.900-1.800 Ma) nappae stacking and polyphase deformation in the Hengshan-Wutaishan area: Implications for the understanding of the Trans-North-China Belt, North China Craton". En: Precam. Research, Vol. 156, Núm. 1-2, p. 85-106.

Travassos da Rosa Costa, L., Lafon, J.M. y Delor, C., 2008. "Geodynamical evolution of the Transamazonian belt of the southeastern Guiana Shield – north of Amazonian Craton: Paleoproterozoic crustal growth vs. reworking of Archean crust". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

UNESCO, Division of Earh Sciences, 2000. "International Stratigraphic Chart". En: Internat. Union of Geological Sciences. Rio de Janeiro 31 IGC.

----------, 2008. "International Stratigraphic Chart". En: Internat. Union of Geol. Sciences. Oslo, Noruega, 33 IGC.

Unrug, R., 1997. "Rodinia to Gondwana: The Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly". En: GSA Today, Vol. 7, Núm.1, p. 1-6.

Urbani F., Talukdar S., Szczerban, E. y Colvee. P., 1977. Metamorfismo en las rocas del Grupo Roraima, estado Bolívar y Territorio Federal Amazonas". En: Mem. V Congr. Geol. Venezolano., Caracas, Vol. 2: 623-638 p.

Urbani, F., 2005. "Síntesis de la nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la cordillera de la costa, Venezuela". En: IMME, Caracas, Vol. 43, Núm. 2, p. 10.

U.S. Geological Survey and CVG Tecmin, C.A., 1993. "Geology and Mineral Resources Assessment of the Venezuelan Guayana Shield." En: U.S. Geol. Bull. Núm. 2.062., Washington, USA, p. 121.

Uski, M., Tiira, T., Grad, M., Yliniemi, J., 2008. "Crustal structure of the finnish part of the Archean Karelian craton". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Van Kranendonk, M., Huston, D. y Hickman, A., 2008. "From plumes to accretion: Changing mineralization styles through ~800 million years of crustal evolution of the Pilbara Craton, Western Australia". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Vance. R., 2008. "Uranium 2007: Resources, production and demand". En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegyey, M. y Milési, J.P., 1998. "Contrasting Mechanism of Crustal Growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana". En: Precam. Research, Vol. 92, Núm. 2, p. 165-193.

Vearncombe, S. y Vearncombe, J.R., 2002. "Tectonic controls on kimberlite location, southern Africa". En: Jour. of Struct. Geol., Vol. 24, Núm. 10, p. 1.619-1625.

Velásquez, G. y Tossiani, T., 2005. "Modelo de fusión para los basaltos de la Formación El Callao". En: Geos (UCV, Caracas), Vol. 38, p. 47-48.

Velásquez, G. y Tosiani, T., 2008. "Modelado petrogenético de los basaltos de la Formación El Callao, en la región de El Callao, Estado Bolívar". En: Geos (UCV, Caracas), 39:69 + 13 p.

Vervoort, J.D., Wirth, K., Kennedy, B., Sandland, T. y Harpp, K.S., 2007. "The magmatic evolution of the Midcontinent rift: New geochronologic and geochemical evidence from felsic magmatism". En: Precam. Research, Vol. 157, Núm. 1-4, p. 235-268.

Vigneresse, J.L., 2005. "The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia Supercontinent". En: Precam. Research, Vol. 137, Núm. 1-2, p. 1-34.

Villas, R.N., Neves, M.P. y Rosa, A.G.N., 2006. "The Fe oxide-Cu-Au Sossego Deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: dating of the mineralization and fluid characteristics". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

Volp, K.M., 2006. "The Estrela Copper Deposit, Carajás, Brazil: A Cu-rich stockwork greisen hosted by a Proterozoic A-type granite". En: : Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem, Pará, Brazil.

Voicu, G., Bardoux, M., Harnois, L., Stevenson, R. y Crépeau, R., 1996. "Geochemical evolution of the Paleoproterozoic Volcanic and igneous Rocks from Omai Area, Guyana, South America: Implications for Tectonic History and Source Regions". En: 30th Int. Geol. Cong. Beijing, China, Abstracts, Vol. 2, p. 324.

Voicu, G., Bardoux, M., Stevenson, R. y Jébrak, M., 2000. "Nd and Sr isotope study of hydrothermal

scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits". En: Mineralium Deposita, Vol. 35, Núm. 4, p. 302-314.

Watts, K., 2007. "Yellowstone and Heise: Supervolcanoes That Lighten Up". En: Geotimes, nov. 2007, p. 1-5.

Wellmer, F.-W., Dalheimer, M. y Wagner, M., 2008. "Economic Evaluation in Exploration". En: Springer, 2nd Edition, N.Y., p. 250.

White, A.J.R., 2004. "Suites with particular reference to granites of Eastern Australia". En: The Ishihara Symp.: Granites and Associated Metallogenesis. Geoscience Australia.

Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. y Marschik, R., 2005. "Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-time Distribution, and Possible Modes of origin". En: Econ. Geol. 100 Anniversary, p. 371-405.

Wilson, R.C.L., Whitmarsh, R.B., Taylor, B. y Froitzheim, N., 2001. "Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea". En: Geol. Soc., London. Spec. Publ. 187, p. 489-510.

Wilson, M., 2007. "Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach". En: Springer, NY, p. 466.

Wilson, M., 2008. "Upper mantle plumes - hotspots or wetspots?" En: 33rd Int. Geol. Congress, Oslo (Noruega), agosto, 2008. Resúmenes.

Windley, B.F., 1995. "The Evolving Continents". En: 3rd Ed., Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons Ltd., p. 526.

Winter, J.D., 2010. "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology". En: Prentice Hall. London, 702 p.

Wyman, D.A., Kerrich, R. y Polat, A., 2002. "Assembly of Archean Cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex". En: Precam. Research, Vol. 115, Núm. 1-4, p. 37-62

Wynn, J.C., 1994. "Geophysics of the Venezuelan Guayana Shield". En: Geology and mineral resource assessment of the Venezuelan Guayana Shield: U.S. Geol. Surv. Bull. 2.062, p. 17-28

Wynn, J., Cox, D., Gray, F. y Schruben, P., 2005 "Geologic Map of Southern Venezuela: The Venezuelan Guayana Shield" En: U.S.G.S. Bull. 2.062

Wynn, J.C. y Sidder, G.B, 1991. "Mineral Resource Potential of the NB-20-4 quadrangle, Eastern Guayana shield, Bolívar State, Venezuela". En: U.S. Geol. Surv. Bull. 1.960, 16 p.

Wynn, J.C. Sidder, G.B., Gray, F., Page, N.J. y Mendoza, V., 1994. "The Cooperative Project Between the U.S. Geological Survey and CVG-Técnica Minera, C.A. in the Venezuelan Guayana Shield, Bolivar State and the Amazon Federal Territory, Venezuela". En: U.S. Geol. Surv. and Corporación Venezolana de Guayana-Técnica Minera, Geology and mineral resource assessment of the Venezuelan Guayana Shield, U.S. Geol. Surv. Bull. Núm. 2.124, 125 p.

Xu, Y.G., 2007. "Mantle plume, large igneous provinces and lithospheric evolution". En: Episodes, Vol. 30, Núm. 1.

Yánez, P.G., 1992. "Aspectos geológico-geomorfológicos de la frontera con Brasil, en el Territorio Federal Amazonas (Venezuela)". En: Bol. SVG, Vol. 44, p. 3-14.

Yánez, P.G., Marcano, I., Lugo, E. y Rivero, N., 1992. "Geología y geomorfología de la Frontera con Colombia, entre la Piedra del Cocuy y Maroa, al suroeste del Territorio Federal Amazonas, Venezuela". En: Bol. Soc. Ven. De Geólogos, Vol. 44, p. 15-21.

Yánez, P.G., 1995. "Bauxite on a planacion surface in Venezuelan Guyana". En: Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guayana Shield, Rep. Bull. Núm. 2.124 ; U.S. Geological Survey Bulletin p. M1-M8

Yoshida, M., Windley, B.F. y Dasgupta, S. (Eds)., 2003. "Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup". En: Geol. Soc., London, Spec. Publ. Núm. 206, p. 381-399.

Zegers, T.E., de Wit, M.J., Dann, J. y White, S.H., 1998. "Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochronologic, and paleomagnetic test". En: Terra Nova 10, p. 250-259.

Zhang, S.H., Liu, S.W., Zhao, Y., Yang, J.H., Song, B. y Liu X.M., 2007. "The 1.75-1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China Craton: Magmatism related to a Paleoproterozoic orogen". En: Precam. Research, Vol. 155, Núm. 3-4, p. 287-312.

Zhao, G., Wilde, S.A. y Cawood, P.A., 2000. "Two pre-Rodinia supercontinent Evidence from reconstruction of global 2.1-1.8 Orogens and associated cratons". En: Int. Geol. Cong. Rio de Janeiro, Brazil. 2000.

Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A. y Sun, M., 2002. "Review of global 2.1-1.8 Ga Orogens: Implications for a pre-Rodinia Supercontinent". En: Earth Sci. Reviews, Vol. 59, Núm. 1-4, p. 125-162.

Zozulya, D y Eby, N., 2006. "Discrimination between Archean A-type Granitoids and Sanukitoid Suites using tectonic setting, geochemistry and fertility type". En: Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belem do Para, Brazil.

El autor Vicente Mendoza Sánchez se graduó con el Premio a la Mejor Tesis de Grado en 1965, en la Universidad Central de Venezuela, con reconocimiento por parte de la Sociedad Venezolana de Geólogos. Obtuvo los grados de Magister y de Philosophical Doctor, en la State University of New York at Binghamton (NY, USA), en los años 1970 y 1974, respectivamente.

Trabajó como Geólogo Regional (de Geólogo I a Geólogo Jefe II) en el Ministerio de Minas, en Guayana hasta 1978. Desde entonces laboró en Ferrominera del Orinoco, como Geólogo Jefe y Vicepresidente de Exploraciones hasta 1994. También, en su paso por la FMO (Ferrominera Orinoco) actuó como VP de Exploraciones Corporativas de la CVG (Corporacion Venezolana de Guayana), Presidente de la CVG Tecmin, Director de la CVG, FMO, Minerven, Bauxilium y otras empresas de la CVG. Fue el primer presidente del Depósito de Oro más grande de Sur América: Las Cristinas, bajo la alianza CVG-Placer Dome (empresa MINCA). Desde 1994 trabajó en la empresa privada, sucesivamente con Reynolds Metals, Bolívar Gold, Hecla y finalmente con la Gran Colombia Gold Corp., donde terminó de dirigir la exploración del depósito gigantesco de oro de Marmato, el mismo que otro venezolano muy insigne, nada menos que **Don Simón Bolívar,** en el siglo IXX reconoció como el depósito de oro más importante de Colombia y lo dio en garantía al Gobierno Inglés por el apoyo recibido para lograr la independencia de Colombia y de otras naciones iberoamericanas.

El autor ha participado con trabajos en más de 30 congresos nacionales, latinoamericanos y mundiales, los que sintetiza en esta segunda edición de este título.

A sus 71 años de edad y 46 de vida profesional, "aún en autorrealización" según sus palabras, sigue laborando con la misma vocación y dedicación, que reveló cuando se inició profesionalmente, escogiendo la vía de "las rocas duras" en lugar de la vía de "las rocas blandas", sin olvidar que la Geología continúa siendo "una ciencia que se acerca a la verdad por sucesivas aproximaciones o investigaciones y verificaciones".

Vicente Mendoza Sánchez