

Autor: A. HUMBOLDT(1823.)

Descripción: Conjunto de formaciones sedimentarias interandinas, desarrolladas en toda la Hoya de Cuenca. Consiste esencialmente en arenisca, coloreada por óxidos de hierro pardo y amarillo, generalmente arcillosa, con pequeños granos de cuarzo redondeados, a veces esquistosa o conglomerática. Se encuentra también arcilla, a veces parda, otras veces blanca y es-teatitosa, pasando a arcillolita. Esta Formación ha sido atribuida al Cretáceo.

El mismo conjunto ha sido designado como "Arenisca de Azogues" o Grupo Azogues, y sus fósiles indican el Neogeno, probablemente Mioceno; sin embargo ciertas capas de travertino, conocidas como "Mármol de Cuenca", son seguramente posteriores.

89) Chanduy (Formación. Conglomerado) Eoceno-Región litoral.

Guayas

Autor: A. OLSSON,(1939)

Descripción: La formación lleva su nombre de los Cerros de Chanduy, SW Ecuador, a unos 30 km SE de Santa Elena.

Litología: Según SMITH (1947), comprende la sucesión siguiente: arenisca gris y arenisca silicea, macizas, de endurecimiento moderado; estratos de conglomerado cuarcítico; capas alternantes de arenisca y conglomerado; algunas capas de lutita dura de color negro, alternando con arenisca gris.

Relaciones estratigráficas: Post-Estancia, pre-Engabao.

90) Chichense (Chichéen) Pleistoceno Medio

Corredor Interandino

Autor: R. HOFFSTETTER, 1952.

Descripción: Nombre propuesto para indicar un conjunto andino. El mismo se aplica a la unidad bioestratigráfica correspondiente.

La localidad tipo se encuentra en la sección del Río Chiche, en donde el valle está cruzado por la carretera Quito-Pifo (Lat. 0°11' S, Long. 78°22' W).

Pleistoceno Medio. Pre-Puninense.

91) Chongón (Areniscas y Lutitas de) Terciario.

Guayas

Autor: G. SHEPPARD,(1946)

Localidad tipo: Entre Chongón (unos 20 km WSW de Guayaquil) y el primer afloramiento de caliza, unos 8 km W de Guayaquil, en la carretera Guayaquil Salinas.

**Litología:** Depósitos arenáceos, sin fósiles, litológicamente similares a los estratos miocénicos de la región de Bajada (Formación Progreso). Comprenden areniscas y lutitas, ambas poco compactas y porosas. Las areniscas, de color oscuro, de grano grueso hasta fino, en capas delgadas separadas por óxido de hierro; en otras localidades pueden presentar hábito tabular y color verde oscuro (glauconita o material piroxénico descompuesto). Las lutitas forman bandas más o menos lenticulares de limo arenoso, de color anteado claro hasta pardo; algunas variedades tienen apariencia de bentonita, con marcas dendríticas en la superficie alterada, y con estructura parecida a cera.

**Relaciones estratigráficas:** Descansan en concordancia sobre la Caliza San Eduardo (Eoceno Medio).

**Edad:** Según SHEPPARD, Oligoceno Superior a Mioceno.

En el mapa IEPC la zona de afloramiento está indicada como Eoceno-Oligoceno.

- 92) **Data (Formación)** Eoceno Superior  
Guayas  
Parte del Grupo Zapotal  
Autores: Geólogos IEPC.  
Descripción: Unidad no definida, de facies salobre, expuesta alrededor de Data (Lat. 2°44' S, Long. 80°17' W), cerca de Punta Morro, extremidad SW del Estuario de Guayas.  
Los microforaminíferos indican una facies salobre del Eoceno Superior.
- 93) **Daular (Formación)** Eoceno Superior  
Guayas  
Subdivisión del Grupo Zapotal  
Autores: Geólogos IEPC  
Se la conoce únicamente en perforaciones.  
Edad: Eoceno Superior.
- 94) **Dos Bocas (Grupo)** Oligoceno-Mioceno  
Guayas  
Autores: Geólogos IEPC en informes no publicados.  
Localidad tipo: El Grupo lleva su nombre del pueblo Dos Bocas (o Las Bocas), Lat. 2°18' S, Long. 80°33' W, unos 70 km W de Guayaquil, en la Cuenca de Progreso.  
Consta de las formaciones Rodeo y La Cruz y de la Formación Subibaja.

Formaciones Rodeo y La Cruz: Ambas consisten predominantemente en lutitas concrecionarias, aunque la Formación La Cruz es más limosa y con ciertos horizontes de arenisca. La lutita es usualmente gris oscura y café, cenicienta y bentonítica.

Potencia: unos 2.000 m. Oligoceno.

Formación Subibaja: Arenisca gris; arcilla arenosa y arenisca limosa (?) de granulación fina con capas de arcilla.

Potencia: 580 m. Mioceno Inferior.

95) El Tejar (Travertino o Mármol de) Plioceno-Pleistoceno

Corredor Interandino

Autor: WOLF(1892)

Descripción: Piedra caliza ornamental explotada a unos 3 km de Cuenca. Es una veta de travertino muy compacto y duro, cristalino granoso, formado por aguas calientes en fracturas del Grupo Azogues (Neógeno).

Más conocido hoy como "Mármol de Cuenca".

96) Engabao (Formación) Eoceno Inferior o Medio

Guayas

Autores: Geólogos IEPC en informes no publicados.

Unidad superior de la Serie Azúcar, del SW del Ecuador.

Localidad tipo: No indica (probablemente Engabao del Morro, SW de los Cerros de Estancia).

Descripción: Los estratos Engabao son arenosos, macizos, suaves y de color café-grisáceo con concreciones en forma de balas de cañón; arcilla laminar alternando con arenisca; ambas bien estratificadas; estratos de material arcilloso predominante; y estratos de conglomerado cuarcítico.

Edad: No habiéndose encontrado fósiles en la Formación Engabao, la edad puede estimarse tan solo a base de consideraciones estratigráficas. Yace sobre la Formación Chanduy, cuya fauna equivale a Restín o Pariñas del Perú (Eoceno Inferior) Está superpuesta por el Grupo Socorro-Seca (parte superior del Eoceno Medio y Eoceno Superior).

97) Estancia (Formación) Danense-Paleoceno

Guayas

Autores: Geólogos IEPC en informes no publicados.

Localidad tipo: Una quebrada en las faldas NE de los Cerros Estancia, apro-

ximadamente 7 km SW del pueblo Dos Bocas, o 31 km S y 71 km de Guayaquil.

**Litología y Potencia:** Areniscas micáceas de color verdoso o gris verdoso, volviéndose ladrillo en las exposiciones, con algunas capas delgadas de conglomerados duros (guijarros de cuarcita), alternando con lutita negra, endurecida; vetas de calcita son comunes; algunas huellas de materia carbonosa.

La Formación tiene unos 1.000 m de potencia y buza fuertemente.

**Paleontología:** La Formación, muy pobre en fósiles, contiene algunos Foraminíferos arenáceos de tipo salobre, que indican una edad correspondiente al Danense-Paleoceno.

**Extensión y relaciones estratigráficas:** La Formación Estancia es post-Guayaquil y pre-Chanduy. Constituye el término inferior de la Serie Azúcar.

**Equivalente:** Más al W la Formación San José (arenisca y lutita) representa la facies marina equivalente de la Formación Estancia.

#### 98) Granitos, Granodioritas y Dioritas del Cretáceo y Terciario

1o.) Flanco E de la Cordillera Real: Una larga faja granítica (continúa, según SAUER, 1950; interrumpida, según TSCHOPP, 1948) se extiende desde la frontera de Colombia hasta 1°30' S. La intrusión está bordeada al W por una faja Paleo-Mesozoica, al E por el Mesozoico subandino, siendo separada del último por una fractura importante. SAUER la cartografía como granito, TSCHOPP como granodiorita, COLOY y SINCLAIR (1932) determina entre Urcusiquí y Jondachi un granito simple, con biotita; más al S, entre Topo y Mera, se trata de un granito gráfico, típico de color rojo (Granito de Abitagua, de SAUER). En la última localidad WURM (1940) describe también un granito rojo con ortoclasa dominante sobre las plagioclasas (relación 2/1), seguido hacia el E por una granodiorita rosada, con albita predominante sobre la ortoclasa (relación 2/1), ambos están atravesados por vetas de aplita y vogesita. La edad de esta intrusión es seguramente post-Misahuallí; aún la presencia, cerca de Bermeja, de una caliza marmolizada con *Guembelina* induce a pensar que la intrusión granodiorítica podría ser post-Napo.

Más al S el batolito oriental desaparece, tal vez enmascarado por la gran falla inversa que limita al E la serie metamórfica.

Otro macizo granítico poco estudiado se observa al S de 3°50' S. al E de Zamora. Podría tratarse de la prolongación del batolito anterior. Sin embargo TSCHOPP (1948) admite la posibilidad de que sea pre-Mesozoico.

2o.) Cordillera Occidental. Se conoce una serie discontinua de cuerpos intrusivos, cuyos alargamientos y alineación tienen un rumbo SSW, el más conocido es el de Balzapamba al E de Babahoyo. Corresponden

a granodioritas y dioritas (no separadas por WOLF de las Porfiritas y Rocas Verdes). Perforan el Cretáceo piroclástico, pero no parecen influenciar los Red Beds del Maestrichtiense (TSCHOOP, 1948).

3o.) Región Andina Meridional. Numerosos afloramientos en las Provincias de Loja y El Oro siguen los ejes del abanico tectónico meridional. Comprenden entre otros el núcleo ya señalado por WOLF en 1876 al N de Loja y descrito como un granito típico (Granito de Junatas). Todos estos cuerpos intrusivos meridionales están cartografiados por SAUER como granitos. Pero falta un estudio petrográfico detallado. Las intrusiones consideradas perforan el Cretáceo o el metamórfico.

4o.) Región Interandina Central. VON RATH y WOLF han señalado la presencia de "sienita" al S de Riobamba, y SAUER usa todavía la misma designación en 1950. En realidad se trata de una diorita cuarcífera, como se desprende de la breve descripción dada por VON RATH y como lo comprobaron KLAUTZSCH (1898) como VON WOLF (1904) y MANCHENO (1952).

También el Macizo de Alao, un poco más al S, está constituido por diorita tonalítica, según VON WOLF (1904).

Según SAUER (1949) estas intrusiones han metamorfizado, en la Quebrada de Calán, (10 km S de Riobamba) los Red Beds del Cretáceo terminal.

5o.) Región litoral. Al W de los Andes tres puntas intrusivas se sitúan en la prolongación oriental del arco anticlinal de los Cerros de Colonche-Chongón:

a) En Pascuales, 15 km NNW de Guayaquil, un cuerpo sienítico (WOLF, SAUER) o granodiorítico (TSCHOOP) perfora la Formación Piñón pero no parece alterar las formaciones vecinas de Callo y Guayaquil.

b) Cerca de Somborondón, unos 30 km de Guayaquil, se conoce un cerro diorítico (mapa SAUER).

c) Por fin, WOLF (1892) señala, a unos 7 km NE de Babahoyo, un cerro "sienítico", que no ha sido reestudiado y no está figurado por SAUER.

Estas varias intrusiones acompañan evidentemente la orogénesis andina. Todas parecen Cretácicas o post-Cretácicas. Es probable que la mayoría corresponda al paroxismo andino, que se sitúa al final del Cretáceo y principio del Terciario.

99) Guayaquil (Formación)  
Guayas

Cretáceo Superior

Autor: La Formación Guayaquil ha sido realmente definida por THARMANN, (1946.)

Localidad tipo: Cantera abierta frente al puente sobre el Estero Salado, en la salida W de Guayaquil, cerca de la estación del ferrocarril Guayaquil-Salinas. Los afloramientos se siguen en las canteras del Cerro Santa Ana, al N de la ciudad.

Litología: Tobas silicificadas, con cherts en capas delgadas de color an-teado hasta negro, intercalaciones de argilitas tobáceas de color gris oscuro o verdoso; localmente la roca puede ser reemplazada completa-mente por sílice (chert).

Se observan también vetas de sílice calcedónica azul, casi opalescente, nódulos de pirita y vetas de cuarzo.

Repartición: La Formación se encuentra con una potencia de 450 m, en las cordilleras de Chongón y Colonche hasta unos 80 km al W de Guaya- quil; también en los cerros aislados cerca de Durán, en los Cerros de Taura (21 km SE de Guayaquil) y de Iseras (Península de Santa Elena), forma bloques fallados en el extremo N de los Cerros Estancia, medio ca- mino entre Guayaquil y Salinas.

Edad: Cretáceo Superior, probablemente Maestrichtiense.

100) **Guayaquil** (Grupo) Cretáceo Superior-Eoceno

Guayas

Autor: G. SHEPPARD (1946)

Descripción: Secuencia definida por SHEPPARD en los cerros que domi- nan a Guayaquil al N y dividida, de abajo para arriba, en:

- 1) Tres cerritos breccias;
- 2) Moreno Sandstones;
- 3) Guayaquil argillites and cherts; y
- 4) San Eduardo limestone.

SHEPPARD atribuye los cuatro términos a un solo ciclo sedimentario del Eoceno. En realidad los términos 1-2 (que aparecen corresponder a la For- mación Callo de los geólogos IEPC y 3 (=Formación Guayaquil) pertene- cen al Cretáceo Superior; el término 4 (= Formación San Eduardo) al Eoce- no Medio. Esta heterogeneidad impide aceptar el concepto de "Grupo Guayaquil".

101) **Javita** (Caliza = limestone) Eoceno Medio

Guayas

Autor: STAINFORTH (1948.)

Descripción: Calizas arrecifales desarrolladas esporádicamente a lo lar- go del flanco SW de los Cerros de Colonche.

- 102 **Jusá** (Caliza = Kalk = limestone) Oligo-Mioceno  
 Guayas  
 Autor: THALMANN (1946)  
 Descripción: Yacimiento descubierto por R. LANDES, al S del Río Jusá, cerca del camino Rodeo-Salanguillo, entre los dos principales tributarios del Río Jusá, a unos 10 km ESE de Colonche (Colonche: Lat. 2°1' S, Long. 80° 40' W).  
 Bloques irregularmente esparcidos de una caliza dura, de color pardo-amarrillo, con superficie rugosa. Estudiada en laminillas delgadas la caliza se demuestra construída casi exclusivamente por *Miogypsina (Mio lepidocyclina) ecuadorensis* TAN.  
 THALMANN coloca la caliza Jusá en el Aquitaniense, y la interpreta como facies litoral de la Formación Dos Bocas.  
 STANFORTH la considera como facies arrecifal, que marca la transgresión inicial del Oligoceno Superior.
- 103) **Lagarto** (Formación) Eoceno-Oligoceno  
 Guayas  
 Autores: Geólogos IEPC.  
 Descripción: WILLIAMS designa así, sin definirla, una subdivisión del Grupo Zapotal, en la Cuenca de Progreso.  
 Edad: Eoceno Superior-Oligoceno.
- 104) **Las Cañas** (Formación) Eoceno-Oligoceno  
 Guayas  
 Subdivisión del Grupo Zapotal  
 Autores: Geólogos IEPC  
 Conocida en perforaciones  
 Edad: Eoceno Superior a Oligoceno Inferior.
- 105) **Formaciones Lacustres de Loja** Neógeno  
 Región Interandina  
 La Cuenca de Loja, en los Andes meridionales del Ecuador, ha sido ocupada por un lago terciario, cuyos sedimentos fueron señalados por WOLF, bajo el nombre de "Formación Terciaria lacustre".  
 El sustrato está constituido por rocas cristalinas (micacitas y granito). La serie terciaria comprende dos clases principales de rocas, a veces intercaladas:

- 1o.) Arcillas pizarrosas hasta hojosas (= lutitas), blandas de color claro, blanco, amarillento o grisáceo, a veces oscurecido por sustancias bituminosas.

El contenido calizo es muy variable, pudiendo observarse capas arcillosas, margosas o aún de caliza casi pura. También la proporción de sílice puede aumentar hasta formar lajas de pedernal. Localmente se encuentran lignitos con impurezas: arcilla, yeso, azufre, marcassita. Este conjunto corresponde a los sedimentos propiamente lacustres.

- 2o.) Areniscas y conglomerados, con cemento generalmente arcilloso, rara vez silíceo o calizo. Se encuentra en bancos gruesos hasta de 50-60 m (colina al W de Loja). Corresponden a los aportes de ríos.

106) Lower Grits Series Eoceno

Guayas

Autor: SHEPPARD, (1937)

Descripción: En el distrito petrolífero de Ancón (Península de Santa Elena) SHEPPARD, (1937) designa como "Lower Grits Series" las areniscas con *Discocyclina*, conocidas en perforaciones debajo del "Clay Pebble Bed". Pero en la misma obra las mismas capas están designadas como "Middle Grits".

Es posible que las formaciones conocidas hoy como San José y Atlanta hayan sido separadas en un principio bajo los nombres de "Lower and Middle Grits", y que SHEPPARD haya confundido los dos términos. Conviene notar que solo la Formación Atlanta contiene *Discocyclina* (Eoceno Medio).

107) Mambra (Shales = lutitas. Formación) Eoceno Superior

Guayas

Autor: A. OLSSON, (1931)

Incluidas en la Formación Seca por STAINFORTH, 1948.

Localidad tipo: E de Punta Mambra y alrededor del Estero Mambra, sobre la costa a unos 35 km SE de la Puntilla (Península Santa Elena).

En realidad todas las lutitas del área de Punta Mambra, incluso las que yacen encima de las areniscas, pertenecen al Eoceno Superior y están incluidas en la Formación Seca.

108) Manglaralto (Shales of... = lutitas de) Eoceno-Oligoceno.

Guayas

Autor: A. OLSSON, (1931).

Descripción: Lutitas que forman acantilados elevados sobre la costa, al S



de Manglaralto. Esta localidad (Lat. 1°52' S. Long. 80°44' W) se encuentra al NW de Colonche.

Incluidas por OLSSON (1939) en la Formación Mambra del Eoceno Superior.

109) **Margajitas** (Formación) Paleozoico

Cordillera Real

Autor: TSCHOPP, (1948)

Localidad tipo: Afloramiento en el Río Margajitas 3 y 6 km del Río Topo, afluente N del Río Pastaza, en su corte de la Cordillera Real (confluencia Topo-Pastaza: Lat. 1°25' S, Long. 78°15' W; 1.250 m de altitud).

Descripción: Esquistos arcillosos, semi-metamórficos, con buzamiento 70 SW han sido señalados en esta localidad por WURM y colocados en el Paleozoico por TSCHOPP.

TSCHOPP (1948) eleva esta unidad al rango de Formación con la definición siguiente: sucesión de más de 1.000 m de pizarras negras ligeramente filíticas y de areniscas cuacíticas, comunmente piritosas, de grano fino a mediano. Unos pocos bivalvos indeterminables representan los únicos fósiles (Se les interpreta comúnmente como Moluscos Lamelibranquios, pero no está excluida la posibilidad de que se trate de Braquiópodos).

Litológicamente estos estratos se parecen mucho a los componentes de la Formación Pumbuiza (Paleozoico antiguo), pero demuestran ya un metamorfismo incipiente: desarrollo de sericita en los planos de esquistosidad etc.

Rocas semimetamórficas parecidas a las pizarras Margajita afloran también al W de Baeza, en el camino Quito-Napo, o sea en la prolongación nórdica de la misma zona tectónica.

110) **Metamórfica** (Serie) Precámbrico Paleozoico? Región Andina

Las rocas metamórficas de los Andes Ecuatorianos, ya señaladas por HUMBOLDT, han sido descritas principalmente por WOLF (1892), WOLF (1904), BERGT (1921), COLON & SINCLAIR (1932), SHEPPARD & BUSHNELL (1933), WURM (1940) etc. Resúmenes de estos estudios figuran en LA VILLAIN (1930), GERTH (1932), TSCHOPP (1948), GERTH (1955). Un perfil esquemático ha sido dado por SAUER (1949): la repartición geográfica aparece en los mapas (1950) del último autor y en el mapa geológico de América del Sur (LEVORSEN, 1946, STONE, 1950).

Estas rocas forman el esqueleto de la Cordillera Real, y afloran en una faja ancha de rumbo NNE, bordeada por importantes fracturas. A partir del Azuay, se abren hacia el S en forma de abanico, de tal modo que aparece un amplio afloramiento mucho más al W, en la Provincia de El Oro.

En el conjunto es a veces difícil distinguir las series Para y Orto. Por lo general se observa un metamorfismo creciente de W a E. La sucesión común

es la siguiente: Cuarzitas y esquistos cuarzosos, esquistos calcáreos marmolizados, esquistos arcillosos y filitas, micacitas (con sericitas, con talco, con grafito con otrelita), gneises (con biotita, con albita y epidota, con albita y clorita, con moscovita). VON WOLF ha descrito una serie derivada de formaciones eruptivas; los gabros han dado anfibolitas de granos gruesos, con feldespato sauricitizado, o con desarrollo de epidota y zoicita; las diabasas y tobas diabásicas dejan reconocer varios grados de transformación: diabasa esquistosa, porfirítica uralíticas, augíticas y diabásicas, "Schaisteinschiefer", esquistos verdes, anfibolitas córneas y anfibolitas esquistosas. Se conoce también una serie ácida con queratófidos transformados y pórfidos cuarcíferos presionados (porfiroides). Los ortogneises tienen una extensión reducida, por ejemplo en el Macizo de los Llanganates.

La Serie Para no contiene fósiles. Localmente se encuentran un poco de grafito terroso, en capas delgadas o en lentes gruesos, por ejemplo en los esquistos grafiticos del Río Blanco (garganta del Pastaza y de Penipe (E del Río Chambo), un poco de antracita ha sido señalada en una cuarcita con silimanita en Penicuchu (pié del Altar).

Durante un tiempo se atribuyó al conjunto una edad bastante reciente. Pero como consecuencia de estudios de la misma serie, desde Colombia hasta el Perú, STEINMANN & GERTH, seguidos por la mayoría de los autores, vuelven a adoptar la opinión de SUESS y tienden a colocar la serie en el Precámbrico, o tal vez en parte en el Paleozoico Inferior. Sin embargo VUR (1940) supone que la misma serie incluye hasta el Carbonífero; esta opinión es difícilmente sostenible desde que se conocen cuñas de sedimentos Paleozoicos antiguos (Margajitas) en las formaciones de cubierta de la Cordillera Real. Por fin LIDDLE tiende a colocar la serie Paute (E de la Hoya de Cuenca) en el Paleozoico Mesozoico, mientras que GERTH (1955) admite para la misma una posible edad Paleozoica.

Nota: En el mapa de SAUER (1950) la representación del metamórfico incluye también intrusiones graníticas antiguas que SAUER (comunicación personal) atribuye tentativamente al Carbonífero. Por ejemplo, en el Macizo de los Llanganates el granito considerado sufrió presiones durante los plegamientos ulteriores y se distingue así de los batolitos Cretácico-Terciarios.

TSCHOPP (1948) señala también un cuerpo granítico antiguo más al N, en la región de Saraurcu.

#### 111) Middle Grits

Eoceno Medio

Guayas

Sinónimo de Arenisca de Atlanta

Formación conocida solamente en profundidad, debajo del Clay Pebble Bed, en las perforaciones del distrito petrolífero de Ancón (Península de Santa Elena).

Según SHEPPARD, se trata de areniscas groseras, formadas de cuarcita y cuarzo, asociados con elementos de rocas volcánicas. El espesor es

muy variable y la disposición parece lenticular, Eoceno Medio.

112) **Moreno** (Arenisca = Sandstone) Cretáceo Superior

Guayas

Autor: G. SHEPPARD, (1946)

Localidad tipo: En los cerros desarrollados al N de Guayaquil, lugar no precisado.

Litología: Arenisca basta de color pardo, que contiene glauconita angular.

Relaciones estratigráficas: Está sobrepuesta por las argilitas y cherts de Guayaquil (= Formación Guayaquil); una transición formacional está indicada por lechos ocasionales de lutitas verdes que parecen pasar hacia arriba a verdaderas argilitas.

Edad: SHEPPARD coloca la Arenisca Moreno en el Grupo Guayaquil, considerado por él como Eoceno en su totalidad.

En realidad la Arenisca Moreno corresponde probablemente a una parte de de la Formación Callo (Cretáceo Superior); pero no es imposible que represente la base de la Formación Guayaquil (Maestrichtiense).

113) **Paleozoico de la Cordillera Occidental**

Varios núcleos anticlinales de la Cordillera Occidental, constituidos esencialmente de esquistos semi-metamórficos han sido atribuidos por SAUER (1950) *et al* Paleozoico.

- 1) Un núcleo alargado N-S, rodeado por la Formación Porfirítica y Diabásica del Cretáceo, cruza los ríos Llurumaguas, Intag, Quinde y Guayaquil entre  $0^{\circ}23'$  N y  $0^{\circ}3'$  S.
- 2) Un arco, en la prolongación NE de los afloramientos occidentales de Punta Piedra y Cerros Masvale, se extiende desde Bucay hasta el pie SW del Chimborazo, o sea, entre  $2^{\circ}13'$  S y  $1^{\circ}33'$  S. Está limitado al W por la Formación Porfirítica y Diabásica o localmente (E de Guaranda) por una cubierta de rocas volcánicas terciarias; hacia el E, las pizarras paleozoicas están cortadas por una falla inversa, con superposición sobre sedimentos cretáceos.
- 3) Una faja alargada en dirección ENE-WSW, desde el S del distrito de Zaruma ( $3^{\circ}49'$  S,  $79^{\circ}25'$  W), hasta la frontera del Perú se extiende paralela a los ríos Puyango (= Tumbes) y Catamayo, siendo separado del primero por un sinclinal terciario y del segundo por un afloramiento de la Formación Diabásica (Cretáceo).

Por mera analogía litológica, se ha correlacionado estas varias series esquistosas con las formaciones Punta Piedra, Margajitas y Pumbuzza, siendo la última seguramente pre-Carbonífera.

114) **Paute (Serie)** Paleozoico-Mesozoico?(Metamórfico)

Cordillera Real

Autor: A. OLSSON (1941)

Descripción: Serie compleja de areniscas y pizarras metamórficas, sin fósiles, que forma el núcleo de la Cordillera Real al E de la Hoya de Cuenca, particularmente visible en el corte del Río Paute, al E del dique basáltico del Cerro Taha, sobre una anchura de unos 50 km.

Las areniscas son usualmente cuarcíticas. Las pizarras varían desde esquistos suaves rojos, verdes y amarillos, hasta filitas negras y grises; se vuelven predominantes hacia el E.

El conjunto muy trastornado y comprimido, se presenta con altos ángulos; parece tener un buzamiento general hacia el W; su potencia se estima por lo menos en 1.200 metros. Está atravesado por vetas de cuarzo y por intrusiones de rocas ígneas. Por encima se observa un espeso manto de cenizas y productos volcánicos relativamente recientes.

Edad desconocida. OLSSON nota una cierta semejanza con la Serie Girón de Colombia y las Pizarras Amotape del Perú. LIDDLE (1941) supone que podría tratarse de Paleozoico y Mesozoico. GERTH (1955) admite una posible edad Paleozoica.

115) **Piñón (Formación o Grupo de)** Cretáceo (etc. ?)

Región litoral

Autores: Geólogos IEPC, en informes no publicados.

Descripción: Esta formación es una parte de la "Grunsteinformation" de WOLF (1874) y de las Rocas Porfíricas y Rocas Verdes de WOLF (1892).

El nombre del Piñón ha sido aplicado en el Ecuador Occidental a una serie compuesta en su mayor parte de material piroclástico no estratificado con intercalaciones de lavas porfíricas doleríticas y diabásicas, de brechas y aglomerados.

Pizarras arcillosas y areniscas se encuentran solamente en segundo orden. La potencia total, desconocida, se calcula en 1.000 m o más.

Los afloramientos acompañan generalmente los sedimentos cretáceos (formaciones Callo y Guayaquil): margen N de la Cordillera Chongón-Colonche; Cerros de Manabí, dentro del triángulo Manta Portoviejo Jipijapa; montañas de Jama Cuaque; pequeño horts sobre el Río Verde, unos 20 km al S de su boca, arco de círculo que cruza los altos cursos de los ríos de los sistemas de Esmeraldas y Santiago hasta las estribaciones de los Andes donde la formación parece reunirse con las "Porfíricas y Rocas Verdes" de la Cordillera Occidental.

Además, la Formación Piñón se encuentra siempre como basamento inmediatamente debajo de la serie de sedimentos terciarios en las perforaciones hechas en la amplia zona situada al N de la Cordillera de Chongón.

Colonche al W de los Andes (límite superior alcanzado en 3.056, pozo Borbón No. 1; 1.375 m pozo Telembí No. 1; 1.610 m pozo Manta No. 3 al S de Jaramijó; 1.766 m, pozo Santa Ana No. 1).

En la región de Pascuales (15 km NNW de Guayaquil) la Formación Piñón parece sobrepuesta por la Formación Callo del Cretáceo Superior. Por esta razón y por analogía litológica, TSCHOPP (1948) considera que es equivalente de la Formación Piroclástica Misahualli (Jurásico-Superior) del Oriente Ecuatoriano. Sin embargo la disposición cartográfica y la presencia constante de la Formación Piñón como substrato del Terciario en las perforaciones, sugieren bien una intercalación de la misma entre el Cretáceo sedimentario y el Terciario.

Es muy posible que se trate de un complejo, que comprendería partes post-Callo o aún post-Guayaquil. Pero la mayoría parece corresponder al Cretáceo, como lo admite GERT (1955).

#### 116) Porfirítica y Diabásica (Serie)

Mesozoico

##### Cordillera Occidental

Bajo el nombre de "Grunsteine" o "Grunsteinformation"; WOLF (1874), da a conocer una serie volcánica y piroclástica del Mesozoico, que el mismo autor designa más tarde (1892) como "Rocas Porfiríticas y Rocas Verdes". Considera juntamente la serie conocida en la Cordillera Occidental y la de la región costanera, e incluye en ambas las intrusiones granodioríticas.

LE VILLAIN (1930) conserva el mismo concepto y denominación "Roches porphyritiques et Roches vertes".

TSCHOPP (1948), a base de las observaciones de los geólogos IEPC, designa con el nombre de "Formación Piñón" la serie volcánica de la región litoral. Conserva la denominación de WOLF ("Porphyrite und Grundsteine" der ekuadorianischen West anden; Wolf's "Porphyrite und Grunstein" Formation) para la serie parecida de los Andes, excluyendo de ellas las intrusiones de granodioritas.

SAUER (1949, 1950) adopta la distinción anterior, pero da a la serie volcánica el nombre de "Formación Diabásica".

En el sentido restringido, esta serie volcánica y piroclástica ocupa grandes fajas en las faldas W de la Cordillera Occidental, y se expande ampliamente en los Andes meridionales del Ecuador (Provincia de Loja). Está siempre asociada con sedimentos cretácicos y parcialmente dirigida por batolitos de granodiorita.

Comprende esencialmente, según WOLF y LEVILLAIN: Pórfidos cuarcíferos; porfiritas variadas; espilitas; diabasas con venas de serpentina; gabros. Además TSCHOPP incluye en ella pizarras silíceas oscuras, que se encuentran debajo de la serie, de las que algunas (zona Bucay, E de Guaranda) son atribuidas por SAUER al Paleozoico.

Los principales cortes según TSCHOPP (1948) son los siguientes:

- 1) En la carretera Quito-Santo Domingo de los Colorados, entre los km 42 (puente sobre el Río Solaya) y 62: complejo de lavas porfíricas, piroclásticos y areniscas con escasos red-beds, hacia el W siguen pizarras silíceas oscuras, parcialmente calcáreas, roca diabásicas y tobas.
- 2) En el camino Latacunga-Quevedo, a partir de paso alto hasta Macuchi: porfiritas con cuarzo y porfiritas con hornblenda, en lavas y piroclásticos, interrumpidas al E de Pilaló por una faja de 1 km de ancho, formada de pizarras silíceas que asoman debajo de las porfiritas.
- 3) En la carretera Babahoyo-Guaranda-Riobamba:
  - a) Un manto de porfiritas, diabasas, piroclásticos y pizarras silíceas rodea el batolito granodiorítico de Balzapamba.  
  
Al E de Guaranda: porfiritas, pizarras astillosas de color gris oscuro, a veces algo calcáreas, en unión con areniscas cuarzosas y numerosas eruptivas, generalmente básicas. (Nota: Según el mapa de SAUER, (1950), el afloramiento 3b no corresponde a la Formación Diabásica, sino a una faja de sedimentos paleozoicos, cubiertos por volcánicas terciarias).
- 4) Al E de Bucay, serie de porfiritas y pizarras silíceas que cruza la vía férrea Guayaquil-Quito. (Nota: según el mapa de SAUER, 1950, estas pizarras pertenecen al Paleozoico).
- 5) Distrito aurífero de Zaruma.
- 6) En el camino Zaruma-Loja, entre Zaruma y San Pedro.

Relaciones estratigráficas y edad: Según TSCHOPP, este complejo buza siempre debajo de los sedimentos del Cretáceo terminal (Cayo Rumi, San Juan, Yunguilla, del Maestrichtiense). Equivaldría a la Formación Callo (Turoniense-Senoniense) de la región litoral y tal vez a la Formación Piñón (Jurásico Superior, según TSCHOPP). Parece efectivamente que la serie volcánica andina pasa a la Formación Piñón en las estribaciones de la Cordillera Occidental, en la Provincia de Esmeraldas. Pero la edad de ambas series es todavía imprecisa. Hasta es posible que incluyan términos de edades distintas, pero la mayor parte parece corresponder al Cretáceo.

- 117) **Porphyrobaphe Iostoma** (Capa con) Pleistoceno terminal o base  
Región litoral-Guayas del Holoceno.  
Autor: BARKER, (1933)

Descripción: Formación continental cuaternaria de la Península de Santa Elena (SW del Ecuador) Constituida principalmente por arena fina hasta pulverulenta, de origen eólico.

Contiene gasterópodos terrestres: *Porphyrobaphe iostoma* (SOW.) y *Lissoacme bilineata* (SOW.) Se trata de dos especies todavía representadas en la fauna ecuatoriana. Pero la primera parece actualmente ausente por lo menos en la parte occidental de la Península de Santa Elena, a consecuencia de la instalación de un clima subdesértico en la misma.

Este sedimento ha sido inicialmente mencionado por BARKER y SHEPPARD como parte de la Formación de los Tablazos pleistocénicos.

En realidad (HOFFSTETTER, 1948), las capas con *Porphyrobaphe iostoma* recubren indiferentemente las formaciones marinas de los varios Tablazos en toda la Península de Santa Elena en altitudes diversas. Las mismas están a su vez cubiertas por una capa terrosa reciente, que contiene testigos arqueológicos y acumulaciones artificiales de conchas marinas.

Las capas con *Porphyrobaphe iostoma*, seguramente posteriores al levantamiento del Tercer Tablazo, representan una fase continental que pertenece probablemente a la parte terminal del Pleistoceno, o tal vez al principio del Holoceno.

118) Posorja (Areniscas)

Eoceno-Oligoceno

Guayas

Autor: A. OLSSON, (1931).

Localidad tipo: Pequeño afloramiento de areniscas, en la orilla del Río Guayas, pocos pies encima del nivel de la marea, en Posorja (Lat. 2°44' S, long 80°15' W).

Descripción: Areniscas con Moluscos. Según OLSSON, equivalen a las Areniscas de Punta Ancón y de Zapotal y se colocan en la parte superior del Oligoceno Medio.

En cambio, según STAINFORTH (1948), CUSHMAN & STAINFORTH (1951) las areniscas de tipo Ancón-Zapotal-Posorja están sobrepuestas por lutitas con Foraminíferos típicos del Eoceno Superior. De manera que las Areniscas Posorja pertenecen al Eoceno Superior.

118a) Progreso (Formación)

Mioceno Medio

Guayas

Autores: Geólogos IEPC

Descripción: La Formación lleva su nombre de la pequeña ciudad de Progreso (Coordenadas de Guayaquil: 53 km W, 24 km S), antiguamente designado como Amen o San José de Amen y a veces denominado Juan Gómez Rendón.

La sección tipo se encuentra desde la estación del ferrocarril de Progreso.

(1.3 km S de la ciudad), sobre una distancia de 11.2 km a lo largo de la carretera Progreso-Playas. Algunas capas subyacentes, no visibles en la sección, están expuestas en los cortes de la vía férrea al E de Progreso.

La Formación, cuya potencia total se estima en 2.700 m, cubre toda la parte central de la Cuenca de Progreso, sobre unos 1.000 km<sup>2</sup>, y descansa en general sobre la Formación Subibaja (Mioceno Inferior). Tiene un buzamiento reducido (hasta 15 grados) hasta el centro de la hoya, donde se perciben unos pliegues débiles.

Litología: Aspecto de la molasa. Areniscas blanda, arcilla verde y lutita, todas con constituyentes limosas (?). El calcáreo no predomina sino en concentraciones de conchas. Acumulaciones de bentonita, arcilla bentonítica, toba, arenisca guijarrosa arenisca calcárea con ostras y conglomerados finos. Materia carbonosa escasa. Estratificación oscura, capas variables en espesor y de extensión lateral reducida. Base marcada, en la vecindad de Zacachún, por una arenisca de unos 90 m de potencia. Hay microfósiles escasos. La fauna indica el Mioceno Medio (Vindobonense según Marks).

Los depósitos corresponden a un mar poco profundo, que pasa a facies salobre, con indicación de bancos de ostras (en la base), de hiatos locales de sedimentación de ripple marks. Se trata de un embayamiento (?) limitado al N por los Cerros de Colonche, al SW por los Cerros de Estancia, y abierto solamente al S, hacia el foso de Jambelí.

#### 119) Puna (Formación)

Plioceno-Pleistoceno

Guayas

Autores: PILSBRY & OLSSON, (1941).

Descripción: La unidad lleva su nombre de la Isla Puná, en la desembocadura del Guayas. Se observa, en la extremidad N de la Isla, y especialmente a 0,4 km de Punta Española, donde contiene numerosos fósiles.

Se trata de arenas débilmente consolidadas y arcillas, interestratificadas con conglomerados guijarrosos. Localmente se observa estratificación cruzada y numerosos fragmentos lignitosos. El buzamiento es muy suave.

Los fósiles corresponden a aguas poco profundas; comprenden 19 especies de Moluscos, de las que 2 (*Mulinia guayasensis* y *Donax punaensis*) se encuentran hoy extinguidas.

Por eso PILSBRY & OLSSON atribuyen la Formación al Plioceno. Pero podría corresponder a niveles antiguos del Pleistoceno.

TSCHOPP (1948) eleva esta unidad al rango de Formación pero le atribuye una potencia de 2.000-3.000 m, lo que induce a pensar que incluye abusivamente en la misma las capas subyacentes perforadas en el pozo Lechuzza No. 1 y conocidas como "Mioceno de Puná" de los geólogos IEPC.

Para evitar toda confusión proponemos limitar el uso del nombre Formación



Puná, aplicándolo tan solo a las capas definidas por PILSBRY & OLSSON, bajo el nombre de Plioceno de Puná.

120) **Puna** (Mioceno de) Mioceno (por lo menos en parte)

Guayas

Autores: Geólogos IEPC.

Descripción: La perforación del pozo Lechuza No. 1, efectuada por la IEPC (1942) en la Isla Puná (desembocadura del Guayas) permitió reconocer, debajo del Cuaternario, una sección de sedimentos arenáceos, con lodo de lama (?) y arcilla y aglomerados volcánicos en la parte baja. Estos sedimentos han sido atribuidos al Mioceno y correlacionados con la Formación Progreso, sobre la base de su supuesta posición estratigráfica. Corresponden al relleno Terciario del foso o "Graben" de Jambelí.

En la columna de perforación, WILLIAMS distingue de arriba para abajo tres formaciones: *Lechuza* (146 a 490 m), *Placer* (490 a 1 315 m), *Cerro* (1 315 a 2 285 m), que no han sido definidas (Podría ser que Cerro, aquí citado corresponda a una tentativa de correlación de los aglomerados volcánicos con la Formación Cerro, de Manabí, la cual se atribuye actualmente al Cretáceo Superior). Es probable que gran parte de esta sección corresponda al Mioceno, pero no hay bases que permitan establecer firmemente la posición estratigráfica de la misma.

Por otra parte, TSCHOPP parece incluir esta secuencia en la Formación Puná, a la que atribuye una potencia de 2.000 - 3.000 m. Es preferible rechazar esta conclusión, ya que la verdadera Formación Puná corresponde a capas más jóvenes, del Plioceno, o aún del Plio-Pleistoceno.

121) **Puninense** (= Puninien) Pleistoceno Superior

Corredor Interandino

Autor: R. HOFFSTETTER (1952)

Descripción: Nombre propuesto para designar un conjunto fáunico andino y la unidad bioestratigráfica que le corresponde. La localidad tipo es Penín. (Lat. 1°45' S Long. 78°38' W) pueblo situado a 10 km al S de Riobamba.

Los alrededores están cortados por numerosas quebradas ricas en osamentas, de las que la más famosa es la de Chalán.

Los niveles fosilíferos corresponden al último (= 3o de SAUER) interglaciar representado por una Cangagua Lacustre, seguida por la potente Cangagua Eólica Moderna, la última con frecuentes bolas de escarabajo, *Coprinisphaera ecuadoriensis* SAUER, la sedimentación está interrumpida localmente por capas de cenizas o de lapilli de piedra pómez.

Se puede seguir la misma formación, con la fauna asociada, en todo el Corredor Interandino, desde el S de Punín hasta San Gabriel y El Angel en el N, o sea entre 1°48' S y 0°37' N.

Edad: Pleistoceno Superior. Representa aparentemente el equivalente andino del Carolinense de la región litoral.

122) **Punta Ancón** (Areniscas = Sandstones) Eoceno Superior (u Oligoceno?)

Guayas

Autor: G. SHEPPARD 1928

Descripción: La Formación aflora sobre una parte del área petrolífera de Ancón (AEO), y especialmente en Punta Ancón (Lat. 2°21' S. Long. 80°53' W), S de la Península de Santa Elena.

Es una serie arenosa, de unos 150 m de potencia, que yace en discordancia angular sobre las Formaciones Seca o Socorro. SHEPPARD (1928), la divide en 6 unidades litológicas concordantes entre sí. Estas son de abajo para arriba:

*Basal breccia*: Brecha basal (unos 10 m). Descansa en discordancia sobre una superficie de erosión. Areniscas heterogénea, con bloques angulares constituidos esencialmente de areniscas o de lutita seca alterada.

*Tabular sandstones* (15-20 m). Areniscas tabulares de textura gruesa, con numerosos fragmentos de rocas volcánicas (basalto, andesita, piedra pómez), fragmentos de madera rodados, plantas carbonizadas, frutos fósiles. Hacia la base un horizonte calcáreo (3 m) contiene numerosos Gasterópodos (Gastropod zone = Zona de Gasterópodos).

*Laminated shales and sandstones*: Lutitas y areniscas "Laminadas" (10-15 m). Serie areno-arcillosa de color pardo chocolate característico, debido a fragmentos ligníticos. Forma una alternación de capas finas, frecuentemente veteada de yeso, poco consolidada.

*Massive sandstones* (ball type) (unos 15 m). Areniscas macizas de grano medio, con cemento calcítico, ocasionalmente lutita fina verdosa, presencia de masas esferoidales de arenisca (balls) de 0.15 a 1.30 m, no nucleares.

*Variiegated sandstones and shales*: Areniscas y lutitas abigarradas (unos 30 m). Arenisca con granos cuarzosos y cemento ferruginoso, interestratificaciones de lutitas delgadas, de color pardo oscuro debido a fragmentos de plantas maceradas, hacia arriba un banco tabular de arenisca basta.

*Ancón white sandstone* (arenisca blanca de Ancón) (Unos 10 m). Arenisca blanca, suave y friable a veces pulverulenta, de grano fino a grueso localmente brechosa. Roca no calcárea, formada de cenizas volcánica (hasta 90%).

- 123) **Punta Centinela** (Arenisca de) Eoceno Superior (u Oligoceno)  
 Guayas  
 Autor: A. OLSSON, (1931)  
 Localidad tipo: Punta Centinela, sobre la costa N de la Península de Santa Elena, unos 20 km al E de La Puntilla  
 Descripción: Arenisca con piedra pómez, de color blanco predominante. Se observan pequeños pliegues y fallas, ambos intraformacionales. Aunque la roca no contiene fósiles, se la correlaciona con las Areniscas de Punta Ancón, por analogía litológica.
- 124) **Punta Piedra** (Formación) Paleozoico  
 Guayas  
 Autor: TECHOPP (1848)  
 Localidad tipo: Punta Piedra, 27 km S de Guayaquil, en la orilla derecha (W) del Río Guayas  
 Descripción: TSCHOPP, en su cuadro de formaciones, coloca Punta Piedra en el Paleozoico y describe la Formación como esquistos arcillosos filíticos y areniscas metamorfozadas. Señala además un afloramiento parecido en los Cerros Masvale, unos 20-30 km al E de Punta Piedra.  
 SUER (1950), representa estos afloramientos como Paleozoico. Además usa la misma representación para tres núcleos andinos.
- 125) **Rodeo y la Cruz** (Formaciones) Oligoceno  
 Guayas  
 Autores: Geólogos IEPC, en informes no publicados.  
 Los Geólogos IEPC designan así dos formaciones inferior del Grupo Dos Bocas, de la Cuenca de Progreso.
- 126) **Salanguillo** (Orbitoid sands - arenas con *Lepidocyclina* de )  
 Guayas Eoceno Superior  
 Autor: R. STAINFORTH (1948)  
 Descripción: Afloramiento de Salanguillo, a unos 15 km ENE de Colonche (Colonche: Lat. 2°1' S, Long. 80°40' W) de arenas con macroforaminíferos que comprenden casi únicamente *Lepidocyclina peruviana* CUSH.  
 Edad: Eoceno Superior. Este testigo indica que los arrecifes del Eoceno

Medio (Calizas San Eduardo y Javita), que bordean al S la elevación de los Cerros de Colonche, se mantuvieron durante el Eoceno Superior, pero han sido destruidos casi completamente por la erosión.

- 127) Salinas (Arenas salíferas de) Cuaternario (probablemente Holoceno)  
Guayas

Autor: R. HOFFSTETTER, (1948).

Descripción: Los estanques de sal, excavados al SE de la localidad de Salinas, en la Península de Santa Elena (SW del Ecuador), han sido objeto de un estudio por parte de SHEPPARD (1931) quien se interesó ante todo en los caracteres estructurales y geográficos de la región y en el modo de explotación de la sal, sin prestar especial atención a la fauna marina que se encuentra en las arenas salíferas. El estudio paleontológico ha sido realizado por HOFFSTETTER (1948, 1952).

Se trata de una laguna costanera, que ocupó, probablemente en el período Holoceno, una faja a lo largo de la actual costa SW de la Península de Santa Elena, entre Punta Brava y Punta Carnero, o sea sobre una longitud de casi 13 km. Correspondía aparentemente a la desembocadura del actual Río Salado (N de Punta Carnero), cuando éste tenía un régimen permanente.

- 128) San Eduardo (Caliza-limestone-Kalk: Formación)

Guayas

Autores: Geólogos IEPC.

Localidad tipo: San Eduardo, de la Fábrica Nacional de Cemento "Roca fuerte", 1 km W de Guayaquil.

Litología: Se trata de una caliza arrecifal de unos 60 m de potencia. Se presenta en dos tipos principales:

a) Caliza compacta de color gris-crema, de grano fino, con textura de porcelana;

b) Caliza de granos gruesos, con Foraminíferos y fragmentos de conchas, apariencia de mármol. El contenido calcáreo varía de 81 a más de 95%. En ciertos horizontes se presentan bandas esporádicas de sílex de color gris pardo, de forma tabular, esferoidal o ramosa. Algunas de las capas calcáreas están separadas por lechos de sustancia terrosa suave, de color rosado a pardo claro. Además se encuentran venas de calcita de color variado.

Paleontología y edad: El organismo constructor es una alga (*Archaeolithothamnium*).

Los foraminíferos indican la parte inferior del Eoceno Medio

Relaciones estratigráficas: La Caliza de San Eduardo descansa sobre la Formación Guayaquil (Cretáceo Superior) en contacto aparentemente concordante. La Formación San Eduardo buza hacia el SW, debajo de los sedimentos terciarios de la cuenca de Progreso.

Repartición: A partir de la localidad tipo, esta formación arrecifal acompaña la falda S de los Cerros de Chongón hasta unos 40 km al W de Guayaquil.

129) **San Juan** (Formación) Cretáceo Superior

Cordillera Occidental

Autor: J. DOZY

Localidad tipo: 4.2 km W de la aldea de San Juan (Prov. Chimborazo), en la carretera Riobamba-Guaranda (Cordillera Occidental), a más de 3.500 m de altitud.

Descripción: Calizas de color gris y pardo grisáceo. Parte de una serie potente que comprende calizas grises y pizarras oscuras y que se extiende hacia el W, más allá de la hacienda Santa Rosa, al menos sobre 12 km; la serie está plegada y buza fuertemente hacia el W.

Fósiles: Muestras de Calizas de San Juan, recolectadas por DOZY en (1940) contienen microforaminíferos del Cretáceo Superior: Campaniense Superior o Maestrichtiense.

Correlaciones: THALMANN (1944) subraya que los depósitos San Juan tienen semejanza con la Formación Guayaquil. En 1946 coloca la Caliza de San Juan en la Formación Yunguilla.

130) **San Pedro** (Areniscas = Sandstones) Oligoceno-Mioceno

Guayas

Autor: BARKER (1932)

Descripción: Se trata de areniscas calcáreas ferruginosas, de color pardo, que forman una elevación inmediatamente al S de San Pedro, cerca de Valdivia, sobre la costa, a unos 40 km al NE de la Puntilla (Península de Santa Elena).

Fauna: Microforaminíferos. La fauna de San Pedro corresponde al Aquitaniense o a la transición Oligoceno Medio a Superior y equivale a la de la Caliza Jusá, conocida unos 30 km más al SE.

131) **Santa Elena** (Cherts = Horstenos) Cretáceo (Eoceno)

Guayas

SINCLAIR, J. H. & BERKER (1923) designaron como Cherts Series of Santa

Elena Península", una serie de sedimentos muy silicificados que constituyen el esqueleto de la Península de Santa Elena, al N de una línea Punta Carnero-San Vicente y que forman en particular la totalidad del Cerro de La Puntilla. Los mismos están atravesados por intrusiones (determinadas ulteriormente como doleritas), probablemente eocénicas.

Esta serie corresponde originariamente a sedimentos que contienen microorganismos calcáreos y silíceos y a veces material clástico muy anguloso (que podría ser una ceniza). La silicificación secundaria se presenta en varios grados; la estructura original puede ser más o menos conservadas o totalmente destruidas; en el último caso se trata de verdaderos cherts. Algunos ejemplares han adquirido, posteriormente a la chertificación, una estructura de brecha, con vetas calcáreas.

Los microfósiles indican una edad tal vez eocénica, más probablemente Cretácica.

132) **Seca** (Formación) Eoceno Superior

Guayas

Autor: G. SHEPPARD (1926)

Descripción: La Formación lleva su nombre de la Quebrada Seca, situada al SE del campamento petrolero de Ancón (S de la Península de Santa Elena). Tomando La Puntilla como referencia, las coordenadas de la boca de la Quebrada Seca son 17.1 km S, 18.7 km E.

La Formación aflora sobre la costa desde la localidad tipo hacia el E (Punta Mambra) y ocupa además una amplia área tierra dentro, al E de la Península de Santa Elena, para alcanzar la costa N, desde el N de San Pablo hasta más allá de Valdivia.

Comprende de 10 a 150 m de lutitas blandas, de color gris oscuro y gris verde, volviéndose gris a blanco en las exposiciones. Presenta localmente grandes concreciones o pseudoconcreciones (hasta 6 a 10 m de largo) que están a veces atravesadas sin interrupción por los planos de estratificación; las hendiduras están rellenas por sílice mamilar (beekite según SHEPPARD). Se encuentran también pequeñas concreciones esporádicas de óxido de hierro.

En el área tipo la formación corresponde a una facies con radiolarios abundantes. Los Foraminíferos son escasos pero comprenden formas típicas del Eoceno Superior.

Relaciones estratigráficas: En la región típica, las lutitas Seca descansan sobre la Formación Socorro y están superpuestas por las Areniscas de Punta Ancón. Pero en la región de Punta Mambre se encuentran unas areniscas equivalentes a la de Punta Ancón, que contiene intercalaciones de lutitas y que está superpuesta por lutitas, ambas litológica y paleontológicamente idénticas a las de Seca.

- 133) **Semi-metamórfica** (Formación) Probablemente Paleozoica.

Región Andina

Bajo este nombre SAUER (1960) figura la Formación Margajitas y su probable prolongación, en el margen oriental de la Cordillera Real, entre 1°52' S y 0°10' N. El mismo autor usa la misma denominación y representación para un pequeño núcleo intrandino, observado sobre la carretera Loja-Cariamanga, en los alrededores de Catamayo (Lat. 4°0' S, Long. 79°22' W).

- 134) **Socorro** (Formación) Eoceno Medio

Guayas

Autor: G. SHEPPARD, (1927)

Descripción: Es una formación de limitada extensión, conocida solamente en el distrito petrolífero de Ancón (S de la Península de Santa Elena). Según S. MARCHANT, el nombre deriva de la parcela Socorro que forma una faja cubriendo los acantilados marinos, cerca del campamento de Ancón, desde la Quebrada Socorro hacia el SE sobre 4-200 m. Tomando La Puntilla como referencia, la boca de la Quebrada tiene como coordenadas 15, 3 km S, 16, 3 km E.

La Quebrada Socorro no representa una buena sección de la Formación, pero la última está desarrollada en los acantilados de la parcela del mismo nombre. Se la conoce también en perforaciones.

Se trata de una alteración de lutitas blandas y de areniscas delgadas. Las lutitas, de color gris pizarra claro y hasta negro, presentan en superficie segregaciones yesosas y ferruginosas. Las areniscas, de color verdoso, varían mucho en dureza y textura; usualmente ferruginosas, contienen cuarzo, cuarcita, albita, anortita, mica, calcita, tumalina y magnetita; provienen aparentemente de la denudación de un macizo granodiorítico. La potencia alcanza 250-300 m.

En el área tipo, la formación está superpuesta al "Clay Pebble Bed" de Ancón y cubierta en discordancia por la Formación Seca.

En los pozos de la Cuenca de Progreso, descansa sobre la Serie Azúcar y está superpuesta por las Lutitas Seca o Jusá.

Se encuentran en ella algunos Moluscos del Eoceno Superior.

Las lutitas interstratificadas contienen una asociación de microforaminíferos de facies sublitoral. En conjunto la microfauna indica la parte superior del Eoceno Medio.

- 135) **Subibaja** (Formación) Mioceno Inferior

Guayas

Autores: Geólogos IEPC en informes no publicados.

Descripción: La Formación lleva su nombre del pueblo de Subibaja 65 km W de Guayaquil, en la Cuenca de Progreso. Pero la sección tipo se fijó unos 10 km más al S; se extiende desde un punto situado a 350 m al SW del pueblo de Zacachún (= Sacachún) (Lat. 2°17' S, Long. 80° 26' W) en dirección SW, sobre unos 2 km, entre la Formación Progreso suprayacente y las "Dos Bocas Shales" (= Formaciones Rodeo y La Cruz) subyacentes.

El afloramiento forma una faja alargada hasta 30 km al S y 14 km al N de Subibaja; la parte N se ensancha y se extiende sobre unos 30 km hacia el E (sectores de Carrizal y Las Masas).

La Formación buza hacia el centro de la cuenca; en el pozo Bajada No. 1, se la perforó entre 1212 y 1821 m, encima de la Formación La Cruz y debajo de la Formación Progreso. La potencia alcanza 550 m en la sección tipo.

Se distingue de la formación subyacente (Rodeo - La Cruz o Dos Bocas Shales) por un cambio de facies, que al pasar a la Formación Subibaja, se vuelve predominantemente arenoso, casi sublitoral.

MARKS (1951) distingue dos miembros de abajo para arriba (SW NE en la sección tipo):

*Miembro Saiba:* Limolita (Siltstone) maciza, gris oscuro meteorizándose en pardo rojizo, localmente dura con cemento calcáreo, rica en Foraminíferos, y pasando gradualmente a fases arenosas. Lutita maciza con aspecto moteado debido a Foraminíferos, predomina en la base. Bandas ocasionales de caliza concrecionaria, hasta 30 cm de espesor, en el tercio inferior. Algunas areniscas macizas friables, de grano fino, hacia la mitad del miembro *Nuculana* esporádicamente abundante en los dos tercios superiores. Una facies de agua más profunda es visible al S de la sección tipo, con una limolita muy calcárea, que se meteoriza en una roca cretosa, en capas finas.

*Miembro Zacachún.* Principalmente limolita de color gris, friable hasta moderadamente endurecida, con fases arcillosas y arenosas. Pirita, glauconita, mica y fragmentos carbonosos son comunes. Lutita gris, usualmente estéril, en capas delgadas o lentes. Arenisca fina, friable, con megafósiles. Estratificación irregular, frecuentemente cruzada. Microfósiles escasos en las partes superiores, más comunes en la base. Megafósiles concentrados en varios niveles, sobre todo en la arenisca.

Alteración superficial tostada, con rayas rojizas y manchas de limolita.

Los Moluscos estudiados por MARKS (1951), comprenden 61 especies y corresponden al Mioceno Inferior.

- 136) **Tablazos** (Formación) Plioceno Pleistoceno  
Región Litoral Guayas  
Autores: T. O. BOSWORT (1922), H. S. TSCHOPP (1948)



Descripción: Nombre aplicado a las terrazas marinas del NW del Perú.

Tres Tablazos escalonados se observan en la saliente costanera limitada al N por la Bahía de Manta y al S por el Golfo de Guayaquil. Los de la Península de Santa Elena corresponden a las altitudes 75, 90, 35-40, 2-10 m. Las cotas respectivas son 100, 75, 3 en Manabí. La Isla de la Planta presenta también tres plataformas pero más elevadas: 225-110 y 30 m. Los caracteres paleontológicos de los tres Tablazos no han sido completamente descritos. De modo que el Tablazo Alto (T 1) se atribuye con reservas al Pleistoceno Inferior. El Tablazo Medio (T 2) contiene *Anadara (Larkina) grandis* (BROD. & SOW), que sugiere una facies algo salobre. El Tablazo Bajo (T 3), cuyos pelecípodos están inventariados (HOFFSTETTER, 1948), corresponde a un mar abierto del Pleistoceno Superior: contiene especies casi todas actuales, pero que revelan algunas modificaciones en la distribución.

El SE del Golfo de Guayaquil, el litoral de El Oro sufrió primero un hundimiento marcado, y luego una emersión tardía; el resultado es un Tablazo algo inclinado, ampliamente tierra adentro y que penetra en los valles fluviales.

137) **Tarqui** (Mármol de) Edad indeterminada (Mioceno-Plioceno ?).

Región Interandina

Autor: LA CONDAMINE 1751 (Véase HUMBOLDT, 1823)

Tarqui es un pueblo a unos 25 km SW de Cuenca, cerca del Nudo de Portete, en donde se recolectó un mármol blanco, que sirvió para grabar en 1742 la inscripción conmemorativa de las observaciones geodésicas efectuadas por los académicos franceses.

Este mármol ha sido considerado por HUMBOLDT como asociado con la "Arenisca de Cuenca" (Grupo Azogues en la nomenclatura actual). La misma opinión comparte WOLF, quien usa la designación de "Mármol de Portete"; según éste autor, se trata de una variedad blanca, con aspecto de alabastro, del "mármol" de Cuenca o del Tejar; correspondería en realidad a un travertino bastante reciente, que forma vetas en las fracturas del Grupo Azogues.

En cambio LIDDLE (1941) considera que, contrariamente al travertino de Cuenca, la piedra caliza de Tarqui es un verdadero mármol metamorfozado, posiblemente derivado de calizas del Cretáceo Medio (Cabe notar que esta nueva interpretación no se puede sostener sino después de comprobar que las relaciones del "Mármol" de Tarqui y del Grupo Azogues no son las admitidas por los antiguos autores).

138) **Topo** (Esquistos Calcáreos bituminosos del Río) Cretáceo

Cordillera Real

Autor: F. VON WOLF, (1904)

Localidad: Valle del Río Topo, cerca de su confluencia con el Pastaza (Lat. 1°25' S, Long. 78°15' W, altitud 1.200 m), en el margen E de la Cordillera Real.

Descripción: Según VON WOLF, se trata de esquistos calcáreos bituminosos, de color negro, se parecen litológicamente a los de la cumbre del Cerro Hermoso y pertenecen probablemente al Cretáceo. WURM (1940) señala la misma unidad, descrita como una caliza fosilífera, de color azul-gris, que contiene nidos de granos de glauconita, pirita y cuarzo anguloso. Se observan restos de Moluscos, Equinodermos y Foraminíferos. WURM, incluye en el mismo conjunto esquistos margosos azules y areniscas de la misma localidad, cuyo buzamiento es 50°80'W.

Esta unidad, probablemente equivalente de la Formación Napo, del oriente, ha sido cartografiada por TSCHOPP y por SAUER como Cretáceo.

139) **Tres Cerritos (Brechas = breccias)** Cretáceo Superior

Guayas

Autor: G. SHEPPARD, (1946)

Localidad: tipo: Tres Cerritos, unos 3 km al N de Guayaquil, cerca del aeródromo municipal.

Descripción: Depósitos arenáceos en capas tubulares y macizas. Consisten en una brecha de color obscuro, verde-oliva hasta pardo, que pasa localmente a areniscas groseras con estratos tabulares, delgados en la parte superior de la sección. Los bancos macizos se alteran de modo esferoidal y contienen glauconita angular abundante y cenizas volcánicas descompuestas.

SHEPPARD considera la Brecha Tres Cerritos como la unidad inferior del Grupo Guayaquil, atribuido por él al Eoceno.

En realidad, según el mapa de la IEPC y mapas de SAUER, corresponde probablemente a una parte de la Formación Callo, del Cretáceo Superior.

140) **Yunguilla (Formación)** Cretáceo Superior

Cordillera Occidental

Autor: H. E. THALMANN (1946.)

Descripción: WOLF (1892) señala capas bituminosas que destilan un poco de petróleo en la cercanía de Calacali, NW de Quito.

THALMANN (1946) atribuye a estas capas el nombre de Formación "Yunguilla" (en realidad Yunguilla, del nombre de un corto riachuelo, afluente izquierdo del Guayllabamba, que nace en las Montañas de Nanegal).

El contenido en microforaminíferos indica una edad Maestrichtiense. Estos sedimentos se conocen por lo menos en tres áreas de los Andes Occidentales:

- 1) Area Calacali-Yunguilla-Nanegal (unos 25-30 km NW de Quito): pizarras calcáreas oscuras y areniscas, con productos volcánicos interestratificados.
- 2) Area Cotocollao-San Francisco de Nono (unos 10-20 km de Quito): las mismas pizarras calcáreas oscuras con productos volcánicos interestratificados.
- 3) Area Nono-Guarrumos (no Guarumas ni Guarimas): calizas bituminosas y pizarras calcáreas oscuras con derrames volcánicos interestratificados.

141) Zapotal (Grupo) Eoceno-Oligoceno

Guayas

Autores: Geólogos del IEPC.

Descripción: Nombre usado para designar en la Cuenca de Progreso, las areniscas Zapotal (y sus equivalentes las areniscas Posorja) y varias formaciones inferiores o superiores que pertenecen al mismo ciclo de sedimentación.

Litología: Según WILLIAMS (1947) es una serie predominantemente arenosa, de sedimentos marinos y de agua dulce. Consta principalmente de arenisca maciza, en capas cruzadas, y de arenisca silíceas con capas intercaladas de conglomerado y arcilla pizarrosa (lutita) verde, láminas de piedra de lama. Los miembros inferiores se componen de arcilla verde, verde-azulada, roja y café moteada, con capas, de guijas y bandas de horsteno y cuerpos de arenisca grosera desarrollados localmente.

Potencia: unos 3.000 m.

Divisiones: En las diferentes localidades y pozos perforados, las siguientes formaciones han sido reconocidas en orden ascendente: Carrizal, Jusá, Daular, Data, Las cañas, Barbasco, Lagarto y Zapotal.

En realidad existen probablemente equivalencias entre algunos de estos términos; en las columnas estratigráficas correspondientes a las principales perforaciones, se observan dos tipos de sucesión post-Socorro.

En el pozo de las Cañas: Formaciones Carrizal, Jusá, Daular, Data, Las Cañas, Barbasco.

En los pozos Daular: Formaciones Seca, Daular, Lagarto, Zapotal.

De manera que el Grupo Zapotal interfiere parcialmente con el Grupo Ancón. Efectivamente, según lo que antecede, Carrizal-Jusá (unidades inferiores

del Grupo Zapotal) y Seca (unidad superior del Grupo Ancón) ocupan la misma posición estratigráfica, o sea post-Socorro y pre-Daular. La mayor parte de estas formaciones quedan prácticamente sin definición.

Posición estratigráfica: El Grupo yace en discordancia sobre el Grupo Ancón (Socorro Seca) o sobre la serie Azúcar. Está superpuesto, con probable discordancia, por el Grupo Dos Bocas. Paleontología y Edad: En resumen el período de deposición del Grupo Zapotal corresponde en su mayor parte al Eoceno Superior, pero perdura un poco en el Oligoceno Inferior.

142) **Zaruma** (Formaciones del distrito aurífero de) Cretáceo-Terciario  
El Oro

Este distrito minero, ya señalado por LA CONDAMINE (1751), ha sido activamente explotado en la primera mitad del siglo XX. Se sitúa al S del Ecuador, al E de la Provincia de El Oro, alrededor de la pequeña ciudad de Zaruma (Lat. 3°41' S, Long. 79°37' W).

Prescindiendo de los esquistos metamórficos y del granito, que afloran al S del distrito, los constituyentes geológicos pueden dividirse en tres categorías:

Las rocas fundamentales del distrito pertenecen a la serie volcánica conocida como "Porfiritas y Rocas Verdes" o "Formación Diabásica" y atribuida generalmente al Cretáceo. En el distrito de Zaruma comprenden derrames, brechas y aglomerados volcánicos, de color verdoso, constituidos por andesitas o andesitas con augita, monótonas en su uniformidad.

Presentan actualmente un buzamiento de 35°45° hacia el W. BILLINGSLEY (1926) distingue tres series sobrepuestas, que afloran en fajas paralelas de dirección NW-SE, y figura una cuarta con relación dudosas:

*Serie de Muluncay* (del Río Muluncay, afluentes del Río Calera): aflora en la parte NE del distrito; comprende brecha y derrames que se alteran superficialmente en verde oliva.

*Serie o Formación Portovelo* (del pueblo minero de Portovelo, 2, 5 km SSW de Zaruma), sobrepuesta a la anterior. Está constituida por andesitas de color gris verdoso, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Se distingue por el color de la alteración superficial, que produce suelos arcillosos predominantemente rojos. Además la serie constituye una unidad notablemente rígida y muy fracturada entre dos series más flexibles.

*Serie Faique* (del pueblo de Faique, 1,5 km SW de Zaruma): formada de brechas y derrames, de color verde claro; parecida a la primera.

Más al SW, en la orilla derecha del Río Calera, el mapa de BILLINGSLEY (1926) indica una Serie *Casadero*, formada de derrames con alteración superficial calcárea. No tiene relaciones estratigráficas claras con las anteriores.

*Intrusiones*, a partir de un batolito profundo. Se divide en dos grupos principales:

1) Una serie antigua comprende sucesivamente:

Rocas tipo granodiorítico (intrusiones Castillo, Tres Reyes y Diez Vetas):

Monzonita cuarcífera (intrusiones Soreche y Sesmo);

Andesitas labradoríticas, casi basaltos (intrusiones Agua Dulce y Curipamba).

2) Una serie más tardía (seguramente del Terciario) corresponde a una riolita ácida (principalmente riolita de Zaruma Urcu), que forma una multitud de diques y produjo un manto de lavas, cuyos testigos se observan en la cumbre de los cerros y, en forma de bloques, en los valles.

*Mineralizaciones*, en fracturas múltiples que afectan preferentemente la Serie Portovelo, BILLINGSLEY distingue tres fases:

Primer relleno de las vetas y filones, a partir de soluciones mineralizadas que dieron sucesivamente cuarzo, pirita, calcopirita, esfalerita, galena, calcita, manganeso, acompañados por oro y plata.

Fracturas secundarias, rellenas con cuarzo y calcita;

Fracturas terciarias, rellenas con sílice amorfa, con clorita y pirita muy fina.

## GEOLOGIA ESTRUCTURAL

En orden de importancia vamos a tratar primero de las fallas y después de los pliegues para luego entrar en la discusión de la noción de graben y aplicarla al caso particular de la "Fosa Colombo-Ecuatoriana".

### FALLAS.

En el estudio de las fallas nos servimos de tres recursos distintos, a saber:

La observación personal que hemos tenido ocasión de llevar a cabo especialmente en Colombia y un poco al norte del Ecuador (Provincia Carchi).

La bibliografía existente, que es bastante abundante para algunas regiones y que por el contrario falta casi completamente para otras.

La cartografía, no solamente la geológica sino también la topográfica. Los mapas geológicos existentes no son, a veces, muy exactos pero a pesar de todo trazan las grandes líneas de las estructuras mayores de que nos ocupamos principalmente. Existen sí algunos mapas geológicos parciales que en ciertas ocasiones son de muchísima precisión y nos serán de grandísima utilidad. Hay que hacer mención especialmente de los mapas del Valle del Cauca y del Cauca, debido principalmente a NELSON, a KEIZER y a CUCALON, que son sumamente exactos y traen un cúmulo de datos estructurales.

En todos los mapas geológicos que poseemos encontramos, por lo menos, los contactos anormales que nos ponen en condiciones de presumir en ciertos lugares la existencia de fallas.

Igualmente son de gran valor los mapas topográficos, especialmente los del Ecuador. En su estudio nos hemos dejado influenciar por la teoría de las alineaciones (lineaments) tan en boga hoy en día particularmente en la interpretación de mapas y fotos de grandes extensiones. En el terreno de nuestro estudio encontramos estas alineaciones no sólo de ríos sino también, y principalmente de volcanes, que nos serán de gran utilidad.

Dividiremos el estudio de las fallas del "Gaben Colombo - Ecuatoriano" en cuatro regiones, a saber:

**Antioquia - Cauca**

**Nudo de los Pastos**

**Corredor Interandino Ecuatoriano**

**Región de Golfo de Guayaquil**

### ANTIOQUIA - CAUCA

Esta región es la más conocida de Colombia en lo que se refiere a nuestro trabajo. En el mapa de documentación cartográfica se podrán ver los diferentes documentos de que nos hemos servido especialmente en lo que toca a esta primera parte.

Aquí los trabajos son de una precisión muy poco uniforme y al lado de eso hay partes donde existe un vacío casi total de documentación. Procederemos en nuestro estudio de norte a sur.

## ANTIOQUIA

El Graben Interandino Colombo-Ecuatoriano principia en las inmediaciones de la ciudad de Antioquia, propiamente entre las poblaciones de Olaya y Liborina, a la orilla derecha del Río Cauca, donde el complejo de fallas de Sabanalarga, arrancando de la Falla de Romeral de dirección N-S, se dirige más hacia el NW para pasar por las inmediaciones de Liborina (Mapa del Inventario Minero Nacional, Zona II, Medellín, Junio, 1968).

Ocupándonos primero de la margen oriental del Graben, podemos decir que aquí nos encontramos en una región muy bien documentada. Los trabajos de GROSSE (1926) han sido ampliados y completados por los geólogos de Ingeominas, Zona de Medellín. Ellos resumen lo que nos concierne en el trabajo de D. BARRERO, J. ALVAREZ A. & T. KASSEM (1969). En las pp. 35-37 leemos:

"La Falla fundamental de Romeral, se extiende a través de Colombia, por no menos de 800 kms, desde el Sur del Departamento de Córdoba hasta el Sur del Departamento de Nariño. GROSSE (1926) fué quizá el primero en reconocer esta falla al SW de Antioquia; el nombre de Romeral fue dado por este autor a un sobreescurrimiento que pasa por la Cuchilla Romeral de 3.000 m de altura, localizada en la plancha 146 IV - A, del Instituto Geográfico Agustín Codazzi" ... El conocimiento actual acerca de la historia geológica de esta gran falla se puede resumir en los siguientes puntos:

La Falla fundamental de Romeral es en sí una zona de falla, compuesta de numerosas fracturas, las cuales usualmente se disponen en "echelón".

La zona de falla está compuesta casi siempre por tres fallas paralelas o subparalelas que se entrecruzan en determinados puntos.

La zona de brecha y efectos cataclásticos es muy amplia, alcanzando hasta dos km de ancho al oeste de Manizales.

En varios sitios la falla afecta sedimentos Terciarios o aún más jóvenes.

Al SW de Medellín, al oeste de Manizales y en el sur del país, la falla parece ser de tipo inverso con un ángulo de inclinación relativamente grande, tal vez mayor de 50 grados.

El trazo general de la falla sugiere un plano de falla inclinado hacia el E.

Podemos pues, decir que el límite oriental del Graben en el Departamento de Antioquia está constituido, en una pequeña parte por la Falla de Sabanalarga y en casi su totalidad por la Falla de Romeral.

En cuanto al flanco occidental del mismo Graben no estamos también documentados. Personalmente hemos podido observar la que llamaremos Falla del Cauca-

San Juan, entre la ciudad de Antioquia y las inmediaciones de la población de El Jardín. Esta pone en contacto las formaciones Terciarias y Cuaternarias del Graben al E con la Formación Dagua al W, en lo que se refiere a la zona situada entre Santa Fé de Antioquia y la localidad de Peñalisa, en la desembocadura del Río San Juan en el Cauca. Todo este trayecto está recorrido por la carretera nueva Antioquia-Anzá-Cangrejo-Bolombolo-Peñalisa.

Es sumamente importante hacer notar que prácticamente en todo este trayecto la carretera va sobre la Falla por la margen izquierda del Río Cauca y casi en todo este recorrido la misma Falla está acompañada por derrames volcánicos de fisura.

Esta Falla está representada de modo aproximado en el Mapa Sísmico y Tectónico de J. RAMIREZ (1957).

A partir de la localidad de Peñalisa y siguiendo hacia el sur por Barroso, Remolino, San José y Andes, por la orilla izquierda del Río San Juan, nos encontramos bordeando por occidente la parte del Graben constituida por el "dintel" que, en lo referente a fisiografía, hemos llamado el gran Nudo de Marmato. Se trata de la dovela levantada, resquebrajada y luego cicatrizada y sepultada por lavas y material piroclástico, que constituye el bloque donde se encuentran, entre otras, las poblaciones de Tarso, Pueblo Rico, Jericó, Palermo, Tâmesis, Valparaiso, Caramanta, El Jardín y Marmato.

J. TORRES, (1955,) p.3, escribe:

"En la carretera de Jericó a Pueblo Rico, aflora una sucesión de rocas duras, oscuras, primero basálticas y luego andesítico-basálticas, formadas de lavas, del Terciario Superior, en alternancia con cenizas y tobas (material piroclástico). Tanto la roca basáltica y andesítica como el material tobáceo, se encuentran descompuestos cerca de la superficie por la acción de los agentes atmosféricos. La formación a que corresponden estos productos volcánicos es la de Combia de E. GROSSE y cuya edad se juzga como del Mioceno Superior".

En la misma página dice:

"Al SW del Puente de la Pintada se encuentran dos conos intrusivos (???) que dominan el paisaje, constituidos por andesitas.

Se trata de los farallones de la Pintada, llamados por el P. Ramírez, J. E. (1968) "Farallones de Valparaiso".

En lo que se refiere a Marmato, P. PAGNACCO, (1926) pp. 48-50, escribe:

"En toda la zona minera de que se trata en el presente estudio afloran tres tipos principales de rocas: una roca subvolcánica, de tipo andesítico, un esquisto ligeramente metamórfico y a veces grafitico y una arenisca. De estas tres formaciones, la más antigua es la esquistosa que, posiblemente, pertenece al Paleozoico mientras las otras dos, la arenisca y la subvolcánica, son Terciarias y en particular la subvolcánica es neoterciaria ....



*Rocas subvolcánicas*. Son las más difundidas en la región y, en la zona de Marato, son bastante uniformes. Se trata en general de una microdiorita, con gruesos fenocristales de plagioclasa bien idiomórficos y con pasta fundamental microcristalina. Dada la textura de la roca, su espesor, la uniformidad y las relaciones de yacimiento con las otras formaciones presentes en la zona, es bastante fácil pensar que esta roca ha tenido un origen de tipo intrusivo subvolcánico, y no uno de tipo volcánico... En esta formación subvolcánica se encuentran los filones mineralizados...

El emplazamiento de la microdiorita debe haber sido un fenómeno de notable violencia como, por otra parte, puede observarse en toda la provincia volcánica neo-terciaria del Occidente Andino. No hay datos suficientes para definir la forma del cuerpo intrusivo, pero es indudable que la intrusión ha arrancado bloques, aún de grandes dimensiones de esquistos y los ha arrastrado consigo, desarraigándolos y dándoles vuelta, hasta distancias notables de su primitiva posición.

Las grandes fracturas de rumbo E-W, que se encuentran en la microdiorita, dadas sus dimensiones y su dirección casi paralela, son evidentemente debidas a fuerzas tectónicas externas y no al enfriamiento de la masa. Estas fracturas son casi todas verticales, con pequeñas oscilaciones al N y al S, y están siempre rellenas de la brecha de fricción originada por el movimiento.

En muchos lugares se pueden ver aún espejos de falla y arcillas miloníticas".

Con el emplazamiento la Falla Occidental de Graben en Antioquia están de acuerdo el Mapa Geológico de Colombia, 1962, y, a grandes rasgos el de Antioquia, (1949)

#### CALDAS Y RISARALDA

Aquí todavía tenemos el margen oriental del Graben limitado por la Falla de Romeral (BARRERO *et al.* 1969, Mapa). En cuanto al margen occidental, esta es una de las regiones más pobres en documentación. El Mapa Geológico de Colombia, (1962) nos da una idea aproximada de la dirección que debe llevar la falla principal. El Mapa del Departamento de Caldas, (1948), es algo más preciso. Fuera de esta falla principal deben existir en esta región otras fallas importantes. Aunque no la señalamos en el mapa, debe existir una muy interesante que sigue la alineación señalada por el valle obsecuente del Río Risaralda y se continúa por el Río La Vieja, que lo desemboca casi en frente.

En contradicción con la cartografía existente está lo que escribe E. SCHEIBE, (1926), p. 322.)

"Las rocas que se presentan son esquistos cristalinos (en la vertiente Occidental del Río Risaralda)". Esto induce a pensar que quizá la falla principal siga, por lo menos en algún trayecto, el curso de este río, puesto que los esquistos cristalinos deben pertenecer al Grupo de Dagua.

#### VALLE QUINDIO-CAUCA

Como ya lo dijimos, aquí la documentación es más abundante y más precisa. En

lo que se refiere al límite oriental del Graben, tenemos aún la Falla de Romeral que pasa en dirección aproximada N-S. entre Pereira y Armenia (BARRERO *et al.* (1960) Mapa). El límite occidental está sumamente bien marcado por la escarpa de la Cordillera Occidental, que va prácticamente paralela al Río Cauca desde Ansermanuevo hasta Jelima (Cauca). Los mapas geológicos, de Colombia, (1962) y del Valle, (1946) son bastante aproximados. Pero en esta región nos son muy útiles especialmente los documentos siguientes:

- H. C. RAASVELDT & S. KEIZER (1953) *Informe 1052*
- J. KEIZER, (1954) *Informe 1046*
- J. KEIZER (1954 b) *Informe 1064.*
- J. KEIZER & H. W. NELSON (1956) Mapa
- H. W. NELSON, (1957) Tesis
- J. CUCALON, C. V. C. (1959) *Informe 1544 y Mapa*

H. C. RAASVELDT & J. KEIZER, (1953), tratan de la región del Río Timba (límite del Valle y Cauca) y, estudiando las fallas, escriben (p. 39):

"Fallas longitudinales. Una serie de fallas debe existir en un área inmediatamente al Este del grande Sinclinal e indicada en el mapa como "Zona subplegada y fallada". Se trata aquí de unos pliegues fallas o, en otras palabras, sobreescurrecimientos, que se han desarrollado de pliegues y que van paralelamente a la dirección de los estratos. El buzamiento de los planos de fallas es hacia el Oeste... Indicaciones de semejantes estructuras se pueden observar en las aerofotos de la región de Altamira, pero estas indicaciones no son suficientemente claras para admitir una interpretación definitiva, sin observaciones complementarias en el terreno. Las fallas longitudinales que están paralelas a las direcciones de los estratos continúan probablemente hasta la región de El Moquete y la Quebrada Ferreira .

Una falla longitudinal de carácter algo diferente, porque es probablemente una falla normal, divide el Terciario más antiguo y estéril, de la tierra roja, que es producto de la descomposición de las diabasas. Solamente un estudio regional podrá indicar qué flanco de esta falla había bajado con relación a la otra

*Fallas transversales.* Este grupo de Fallas es más o menos perpendicular a la dirección de las formaciones. Dos fallas comprobadas se encuentran cerca a la mina El Palmar de Jiménez y al N de la mina Santamaría: La existencia de Fallas en la Quebrada La Ferreira y por el Río Timba no es segura".

J. KEIZER (1954 a) p. 51) escribe:

"En nuestro concepto los derrames mesozoicos de diabasa, del Occidente de Colombia, son corrientes de lava básica, que ascendieron a lo largo de grietas o fallas de tensión, rupturas probablemente preformadas durante la primera fase geosinclinal del Conjunto Pre diabásico. Las mencionadas fallas tal vez puedan relacionarse con la Zona Occidental de las fallas marginales de una eventual fosa del Cauca (Cauca Graben). Dice en nota: Sin embargo esto implica a la vez la existencia de otra zona de fallas en el Oriente de la Cuenca Geológica

del Cauca, es decir, en el borde Occidental de la Cordillera Central. Se puede discutir sobre la localización exacta de las fallas de tensión; en todo caso deben tener un rumbo NNE-SSW más o menos. Si las grietas actuaron posteriormente como fallas del Graben del Cauca, deberíamos buscarlas en las zonas marginales de la Cuenca Geológica del Cauca, probablemente debajo de los sedimentos transgresivos del Terciario, por ejemplo en la región de Cali a Suárez (Departamento del Cauca). Para probar esta tesis se necesitan más datos de campo de los que existen actualmente acerca de las extensas zonas de Suárez-Cali-Vijes-Yotoco-Río Frío-Zarzal y de Corinto-Palmira-Tuluá-Sevilla.

J. KEIZER, (1954 b) p. 39) nos dice:

"Las dislocaciones en la región estudiada juegan un papel menos importante que los pliegues. La mayor parte de las fallas tienen un carácter longitudinal. La existencia de esta clase de fallas es muy posible, dada la unidad estructural de pliegues muy largos. Se trata aquí de pliegues-fallas que van paralelamente a la dirección de los estratos. El buzamiento de los planos de fallas es hacia el Oeste".

J. KEIZER & NELSON, (1956) en su mapa que cubre la región comprendida entre Zarzal (Valle) al N. y El Bordo (Cauca) al sur, dibujan un haz de fallas, de rumbo SSW-NNE que van bordeando la Cordillera Occidental por su flanco E, paralelas al curso del Río Patía al sur y, desde la latitud de Popayán, al del Cauca. Este haz de fallas pasa inmediatamente al W de Cali y se continúa sin interrupción hasta Roldanillo, ya al NW del Departamento del Valle. Esto en cuanto se refiere al borde occidental del Graben.

En lo relativo al borde oriental los datos son menos completos especialmente en lo que concierne a la región más meridional que ha sido mapeada. Sin embargo tenemos señaladas algunas fallas longitudinales, con el mismo rumbo SW-NE, al SW de Popayán, entre Rosas y la Sierra, y una muy notable de rumbo SW-NE, entre la Sierra y El Bordo.

Más al norte, a la latitud de Santander de Quilichao tenemos indicada una falla oriental que pasa entre Caloto y Tacueyó para continuar con rumbo SSW-NNE, por el oriente de Corinto, Miranda y La Florida. En la latitud de Cali el mapa es sumamente incompleto en su parte oriental y en cuanto se refiere al Graben sólo señala una posible continuación de la falla anterior al NE de Palmira, en el curso alto del Río Amaime, pero, a partir de la latitud de Buga hacia el N, la tectónica de fallas se complica y el mapa se hace más explícito. Esta última parte del Mapa de KEIZER, (1956) es en realidad el mapa publicado por NELSON (1957). Aquí la principal falla oriental pasa, a unos 22 km E de Buga, paralelamente al curso del Río Nogales, afluente del Tuluá, y continúa luego por Ceilán, un poco al W de Sevilla (Valle) y luego sigue con rumbo casi N para pasar a unos 12 km E de Zarzal, acompañada de todo un séquito de fallas satélites y de estructuras paralelas. Al este de estas fallas se observa cerca del flanco W de la Cordillera Central, al W de Barragán, Alegrías, Génova y entre Pijao y Caicedonia otra de importancia igual o quizá mayor. Muy probablemente el hundimiento del Valle del Cauca tenga como límite oriental esta gran falla de Barragán.

H. W. NELSON (1957, p. 66) escribe

"La parte Occidental de la Cordillera Central, en el área Buga-Sevilla, está también caracterizada por bloques fallados. El zócalo metamórfico está separado del Grupo Diabásico por una importante falla. Esta falla ha sido seguida por más de 150 kms y debe tener un juego vertical considerable. Al W de Barragán la tonalita milonitizada, probablemente perteneciente al macizo de Buga, está tectónicamente intercalada en la zona de falla".

Es de notar que en el Mapa esta falla se señala como normal, con buzamiento hacia el W (pero en el corte viene como inversa, casi vertical). A esta latitud se ve también en el mapa que acompaña el trabajo de NELSON, el ya mencionado "Macizo de Buga" un batolito tonalítico de unos 15 kms de ancho.

Finalmente en lo referente a la parte central del Valle del Cauca tenemos el trabajo de I. CUCALON, (1969) acompañado de un mapa enorme en cinco hojas a escala de 1:20.000. Este trabajo y este mapa sintetizan y complementan todos los estudios anteriores relativos a esta parte del Valle.

En la p. 57 y ss. en la parte referente a Geología Estructural leemos:

"Los dos rasgos estructurales más importantes en el área de estudio son: la falla de Cali y la Falla Oriental, que dieron origen a la fosa del Cauca ...

*Falla de Cali.* La Falla de Cali es el principal rasgo estructural del borde oriental de la Cordillera Occidental. Se trata muy probablemente de una falla de cabalgamiento, cuyo plano de falla buza hacia el oeste; originado por los esfuerzos comprensionales provenientes del occidente, complementados por los esfuerzos producidos por las grandes intrusiones terciarias (magmatismo post-orogénico), las cuales están íntimamente ligadas con la formación del eugeosinclinal occidental. La falla se extiende a todo lo largo de la zona de estudio; en partes está cubierta por los sedimentos de la Formación Popayán. Esta falla ha afectado tanto a los sedimentos Terciarios como a los de edad Cretácea.

*Falla de Cascarilla.* Esta Falla se extiende desde el sur del área hasta el oeste de Cali. Tiene una dirección NE-SW, paralela a la Falla de Cali. Afecta sedimentos Cretáceos y Terciarios, éstos últimos se han conservado por estar entre esta Falla y la de Cali. Aunque no se ha observado muy bien probablemente se trata de una falla de cabalgamiento, con el plano de falla buzando al oeste.

*Falla de Pance.* Está localizada al N del Río Pance, al oeste del corregimiento de Meléndez. Tiene una dirección general NW-SE. Termina contra la Falla de Cali. Probablemente se trata de una falla direccional; corta los sedimentos Terciarios..... Las fallas que han afectado (el borde oriental) de la Cordillera Central tienen una dirección general NNE-SSW, casi paralela a la dirección general de la Cordillera....

La principal falla que afecta este borde es la Falla Oriental de cabalgamiento la cual podría corresponder a la Falla de Romeral, en el Departamento de Antioquia. Un complejo de fallas y estructuras menores se observan en este borde.

siendo los principales rasgos los siguientes:

*Falla Oriental.* Principal rasgo estructural de este borde de la Cordillera. Se extiende a lo largo del área con una dirección NE-SW.

Es una falla de cabalgamiento, cuyo plano de falla buza hacia el este. Esta falla pone en contacto los sedimentos del Grupo Cajamarca con el Grupo Dolerítico.

*Falla de Potrerillo.* Se extiende desde el NE de la población de Pradera, hacia el N, afectando las rocas del Grupo Dolerítico. Tiene una dirección NE-SW, paralela a la Falla Oriental.

*Falla de Corinto.* Localizada al E de la población de Corinto; tiene un rumbo general NE, el cual hacia el N cambia al NW para ir a terminar contra la Falla Oriental, cerca al Caserío La Diana, afecta las rocas del Grupo Dolerítico y las pone en contacto con las del Grupo Cajamarca.

*Falla de Santo Domingo.* Se trata de una falla casi paralela a la Falla Oriental. Se extiende del sur del área hacia el noroeste de Miranda, donde toma un rumbo hacia el este, separándose del paralelismo de la Falla Oriental. Corta los meta-sedimentos del Grupo de Cajamarca y la Tonalita de Bellavista. Es probablemente anterior a la Falla Oriental.

*Paletará.* De acuerdo con los datos cartográficos la Falla Oriental del Graben en la región de Popayán debe pasar al E de Piendamó y al W de Silvia, mucho más cerca de esta última población que de la primera, para continuarse en línea recta hasta un punto situado a equidistancia entre Sotará y Timbío. Pero este trayecto (Piendamó-Timbío) está fosilizado debajo de la Formación Popayán a causa de una entrada de naturaleza muy peculiar que hace el Graben a una especie de ensenada oriental, la Altiplanicie de Paletará, a la que GERTH (1955, p. 230) compara con el hundimiento vecino al Grupo volcánico Descabezado, perteneciente al Quizapú, en los Andes Chilenos. Acerca de esta Altiplanicie existe un trabajo de E. HUBACH & ALVARADO, 1932.

En el texto (página 51) dicen:

"Un problema por definir es si la leve cuenca que representa el llano de Paletará en la altiplanicie del mismo nombre es de origen tectónico o si se trata de efectos de erosión. Los sedimentos del llano muestran pequeñas arrugas, de las cuales no se sabe si son tectónicas o son efectos de corrimiento."

Sin embargo en el mapa que acompaña el trabajo, en el extremo NW se ve claramente una gran falla subrayada por el alineamiento S-N del curso del Río Cauca. Esto hace pensar que la Sierra del Pesar, que se encuentra entre Paletará y la Planicie Popayán-Timbío debe ser un horst, lo mismo que las dovelas situadas más al W y hacia el centro del Graben en esta región.

*Cuchilla del Tambo* Inmediatamente al sur de Popayán, y entre las dos cordilleras Central y Occidental, se extiende una especie de puente que une el Volcán de Sotará, al E, con el Cerro Munchique, al W, y que es de una elevación relati-

vamente muy escasa: se trata de la Cuchilla del Tambo. Sirve de divorcio de aguas entre las cuencas del Cauca y del Patía. Seguramente se trata de un dintel tectónico, es decir, un pequeño horst transversal, levantado entre fallas de rumbo E-W, las que se adivinan al mirar las alineaciones de los ríos. En la actualidad se encuentra cubierta esta cuchilla por sedimentos Terciarios pero de seguro se debe a una dislocación del zócalo, como todos los otros "nudos" del Graben que a su vez constituyen otros tantos dinteles o dovelas transversales levantadas.

## NUDO DE LOS PASTOS

Con esto salimos de los departamentos de la parte norte y central de Colombia, relativamente bien documentados, y llegamos al Nudo de los Pastos, una de las regiones geológicamente menos conocidas de nuestra Patria. Aquí debemos recalcar sobre el hecho de que en muchas ocasiones se consideran las fronteras políticas como límites fisiográficos y, de este modo, esta región casi no ha sido estudiada ni por los ecuatorianos que no se creen con derecho de pasar más allá del Volcán de Chiles ni por los colombianos que no se atreven a cruzar el Puente de Rumichaca. Como si para la Geología existieran límites políticos.

Para el estudio de esta región tenemos unos pocos datos bibliográficos y algunos otros cartográficos.

Ha habido autores para quienes no han existido fronteras políticas (como, v. gr. STILLE y CIZANCOURT) y decididamente han hecho continuar el Graben del Cauca Patía hasta el Ecuador. Otros, un poco menos osados, quieren ver en una y otra Nación los mismos elementos pero con algunas reservas como v. g. GERTH, (1955), quien dice que "las relaciones del Graben Cauca-Patía (que en las inmediaciones del N de Pasto desaparece por el influjo del relleno volcánico), con la parte inferior del Graben (- debe ser la parte sur-) entre las cordilleras Oriental y Occidental en el Ecuador, aún no se han definido completamente. El fondo del Graben ecuatoriano aparece, en relación con el primero, un poco desplazado hacia el Occidente" (p. 225).

En lo que se relaciona con esta región tenemos como principales documentos, los siguientes:

D. BARRERO, J. ALVAREZ & T. KASSEN, 1969

O. STUTZER, 1934

E. GROSSÉ, 1934

I. CUCALON & R. CAMACHO, 1966

Mapa Geológico de Colombia, 1962

Mapas Geológicos del Cauca, (1966) y de Nariño (1946 y 1949).

Mapa Geológico del Ecuador, SAUER, 1957

Mapa índice Mineralógico del Ecuador, P. G. OOSSENS, 1969

Según BARRERO, *et al* (1969), la Falla de Romeral va hasta el sur del

Departamento de Nariño. Desafortunadamente el Mapa de su trabajo nos la dibuja, a partir de Popayán, con un rumbo demasiado SW, que la lleva a pasar muy al W de Pasto hasta confundirse, o casi, con otro sistema de fallas occidentales. De manera aquí nos queda un vacío en cuanto a límite oriental del Graben.

O. STUTZER, 1934 c, nos habla de dislocaciones en los alrededores de Almaguer y de Bolívar (Cerro Bolívar). En la p. 110 leemos:

"En resumen se puede decir de este trayecto que el rumbo sobre el camino se desvía frecuentemente hacia el Oriente y que el fracturamiento Oriental del foso del Cauca-Patía se atraviesa antes de llegar a Bolívar. Allende este fracturamiento se entra el Terciario."

y en la página 111:

"El camino continúa por la formación Terciaria.... Una vez atravesado el río Sambingo, en el lado opuesto se halla al descubierto el límite entre el Terciario y las rocas cristalinas."

Del trayecto entre Bolívar y San Pablo dice que el camino va por el límite del Terciario con los esquistos cristalinos. Entre San Pablo y la Cruz el camino va sobre los esquistos, es decir al lado oriental del Graben, lo mismo entre La Cruz y el Tablón, y entre este pueblo y Buesaco.

E. GROSSE, (1934), en la página 206 y ss, nos dice:

"Las condiciones tectónicas en la margen Oriental de la Cuenca del Patía, visibles en la Quebrada Salinas, al E de Capellanías, son de gran interés. Allí se ve claramente que el pie de la Cordillera Central coincide con una dislocación muy considerable y que está acompañada al E por dos dislocaciones paralelas de menor desplazamiento, que son sobreescurrecimientos con inclinación de unos 50 grados al E. . . . .  
... Dos sobreescurrecimientos parecen existir al NW del Alto Quiteto y solo uno probablemente en el Alto Garrapatero y más adelante, donde debe cruzar el río Guachicono pero arriba del gran recodo, para seguir por el pie occidental de la Loma de San Francisco-Santa Lucía, y luego por la margen oriental del Surco de Dolores."

De Dolores hacia el sur, GROSSE señala en el Mapa que acompaña su trabajo, una falla importante, pero que va con rumbo SW, demasiado hacia el flanco occidental del Graben. Seguramente está es la falla que dibujan en su Mapa BARRERO, *et al.* Hay que notar que esta falla va cortando estratos Terciarios, lo que hace pensar que la falla limítrofe del Graben tiene que quedar más lejos hacia el E.

Lo más notable de GROSSE en este trabajo es la formidable alineación que dibuja en su mapa por los ríos Palcual, Guátara y Patía, que señalan la falla occidental del Graben desde el E del Cerro Munchique (al N) hasta el sur de Sotomayor. En el texto nos dice (pag.215) que: "debe tratarse de un sobreescurrecimiento de inclinación escarpada hacia el W".

En su Mapa J.E. RAMÍREZ, (1957) representa aquí un sistema de fallas paralelas.

Según STUTZER el recubrimiento volcánico del Graben principia hacia el S, a partir de Buesaco. RADELLI en el Mapa Geológico (1962) lo coloca de modo bastante arbitrario al N. de San Pablo. Por observaciones personales sabemos que aquí STUTZER tiene la razón y que en las inmediaciones de Buesaco estamos plenamente en la formación metasedimentaria de la Cordillera Central. Los mapas Geológicos de Nariño (1946, 1949), así lo indican.

De este modo nos queda reducido el problema del Nudo de los Pastos al trayecto comprendido entre Sotomayor-Buesaco, al N. y Volcán de Chiles-La Victoria, al S.

Hay algo que llama muchísimo la atención aquí y es la concordancia bastante grande que existe entre los Mapas Geológicos de Colombia (RADELLI, 1962) y del Ecuador (SAUER, 1957) en cuanto a la continuidad de las formaciones en una y otra Nación. Teniendo en cuenta estos dos Mapas, lo mismo que los dos existentes del Departamento de Nariño y el de GOOSSENS, del Ecuador, podemos afirmar que la Falla Occidental del Graben Colombo-Ecuatoriano debe ir en dirección NE-SW desde las cercanías de Sotomayor hasta un punto situado muy cerca al W del Volcán de Chiles.

La Falla Oriental debe pasar muy cerca al W de Buesaco, seguir con dirección NS hasta el Volcán Bordoncillo (al N. de la Laguna de la Cocha) y luego virar algo hacia el SW para ir a empalmar en las inmediaciones de La Victoria con la Falla Oriental del Corredor Interandino Ecuatoriano.

En el Nudo de los Pastos las alineaciones de ríos y volcanes nos sugieren la existencia de varias fallas transversales. Deben existir muchas de ellas pues en todo este dintel tectónico la estratigrafía es sumamente complicada a causa del resquebrajamiento de la dovela levantada. El caso es similar al del Nudo de Marmato y seguramente los geólogos de minas tendrán muchísimo que hablar de esta región.

Debe notarse el hecho de que el Volcán Galeras se halla aislado en medio del Graben en las cercanías de Pasto, alineado en una falla transversal con el Bordoncillo, que se halla al E. Al occidente están igualmente alineados transversalmente al Azufral y el Gualcalá, Cumbal y Chiles están prácticamente sobre la Falla marginal Occidental.

### CORREDOR INTERANDINO ECUATORIANO

Esta es en nuestro trabajo la región más conocida en cuanto a su naturaleza de Graben. Prácticamente todos los geólogos que la han estudiado están de acuerdo en decir que se trata de una franja hundida entre las dos cordilleras, Oriental o Real, continuación de la Central de Colombia, y la Occidental, que es la misma de Colombia que sigue hacia el sur. Citamos, como ejemplo, a SAUER, 1965, p. 17.

"Se alzan los Andes bruscamente, como murallas gigantescas a alturas de 4.000 m y más por encima de las llanuras bajas del litoral y del Oriente. A sus cadenas se superponen los volcanes apagados y activos, elevándose hasta las regiones de la nieve perpetua. De los primeros,



el Chimborazo con su altura de 6 310 metros es el más grandioso. La separación en diferentes cordilleras parciales y cadenas longitudinales y la formación de depresiones interandinas a la manera de hundimientos rapturales de un "Graben" entre dos Horstes son características que se exhiben en la extensión total de la Sierra variando de un lugar a otro en mayor o menor grado."

Y. G. E. LEWIS, 1956 (p. 269) escribe:

"Cada Cordillera incluye 15 picos, que se elevan a alturas mayores a 4 500 m., en total unas 30 cimas de esta magnificencia en unos 400 km. entre las fronteras de Colombia en el N y la Artesa de Cuenca al S. El más alto es el Chimborazo (6.272 m) en la Cordillera Occidental y el segundo es el Cotopaxi (5.896 m) en la Cordillera Oriental.... Las Cordilleras se levantan por encima de la depresión intermedia a lo largo de zonas de grandes fallas. Estructuralmente la depresión Cordillerana puede ser comparada a un inmenso Graben limitado al E y al W por zonas de fallas que se hunden a partir del Graben en ángulos relativamente fuertes." (Cfr. V. OPPENHEIN, 1950, pp. 533- 534).

CHILDS & BEEBE, 1953 traen lo siguiente:

"Entre las dos cordilleras se encuentra la hendidura de Quito, un Graben lleno con depósitos volcánicos y continentales del Mioceno hasta el Reciente (p. 51)."

En cuanto a la localización y dirección de las fallas longitudinales nos hemos basado en el Mapa Geológico del Ecuador, SAUER, 1957. El mapa que acompaña el presente trabajo se basa en el del citado autor y está de acuerdo con el que recientemente publicó GOOSSENS, (1969) en el que relievra la importancia de estas fallas.

En lo que respecta a fallas transversales nos hemos basado especialmente en el criterio de alineaciones, tanto de ríos como de volcanes, pero también en el croquis tectónico de SAUER (1965).

Debemos recordar la existencia de notables dinteles dentro del Graben Ecuatoriano a saber los que constituyen los nudos ya conocidos, de Mojanda y Cajas de Tiupullo, de Sanacajas-Igualata, de Tiocajas, de Azuay y de Portete-Tinajillas. De cada uno de ellos podríamos repetir lo que hemos dicho de los de Marmato y de los Pastos: que son dovelas resquebrajadas, cicatrizadas e inundadas con material volcánico.

### REGION DEL GOLFO DE GUAYAQUIL

Proponemos aquí, como hipótesis de trabajo, que debe ser confirmada o infirmada por investigaciones posteriores, que la región del SW del Ecuador, comprendida entre la depresión interandina y el Litoral Pacífico, a una latitud vecina a los 3 grados S está constituida por una prolongación occidental del Graben interandino.

Nuestra argumentación debe ir precedida de la respuesta a dos objeciones, a saber:

En esta región existen grandes alturas, especialmente las cordilleras de Molleturo-Chanchán-Mullepungo, con los Cerros Minas (4 095 m) y Soldados (4 137 m).

En el Mapa Geológico de SAUER, en esta región se prolonga la Formación Diabásica de la Cordillera Occidental.

A la primera objeción respondemos que las alturas de las Cordilleras de Molleturo-Chanchán-Mullepungo pueden considerarse como prolongaciones occidentales de los Nudos de Portete-Tinajillas y de Azuay. Por lo tanto constituirían simplemente un dintel N-S, perpendicular a este brazo de Graben de dirección E-W.

A la segunda objeción debemos responder que las rocas volcánicas que SAUER trae como Formación Diabásica, no es seguro que pertenezcan a ella. Ya GO OSSENS en su Mapa (1969) las trae como "Rocas intrusivas intermedias", del Mesozoico o del Cenozoico; términos que como se ve no son demasiado precisos. Pero principalmente sabemos, según W. BILLINGSLEY (1926) citado por HOFFSTETTER (1956), en Zaruma (Formación), que en esta región se encuentran varias series de rocas volcánicas y particularmente la de la Formación Portovelo, constituida por andesitas de color gris, que muy bien pudieran no pertenecer a la Formación Diabásica sino a derrames Cenozoicos. Pero aún en el caso de probarse que se trata de rocas Mesozoicas, pertenecientes de veras a la formación Diabásica, todavía puede haber sucedido el caso de una fracturación terciaria en estas rocas y la constitución de una dovela transversal al Graben.

Después de responder a las objeciones debemos aducir argumentos positivos en apoyo de nuestra hipótesis. Los que nos han inducido a emitirla son los siguientes:

La forma de los principales grabens del mundo.

BELOUSSOV, 1962 (pp. 586-587) dice:

"La figura... (veanse figuras) compara los sistemas de grabens del Rin y de Eritrea. El del Rin se ha representado a una escala 10 veces mayor que el de Eritrea, con el fin de facilitar la comparación por las mismas razones el Graben del Rin ha sido volteado 180 grados. La comparación entre estas dos regiones demuestra claramente la semejanza de las leyes mecánicas del fallamiento, sin tener en cuenta la escala en que esto deba suceder" (Figura 3).

Podemos, por eso, argumentar que el Graben Colombo Ecuatoriano debe tener la forma que exigen estas "leyes mecánicas del fallamiento". Para corroborar la ley traemos también tomándola de K. METZ 1963, (p 97) otra figura, según H. CLOS, en la que se comparan seis grandes grabens, entre los principales del mundo (Figura 4, véanse también Figuras 5 y 6).

La flexión de las cordilleras en el SW del Ecuador. Citamos a SAUER, 1965 p. 43:

"El arco de la Cordillera Real dirigido hacia el SW. Para enlazar con

los esquistos metamórficos de las Cordilleras costeras, se comprueba que la Cordillera Real en el S del País, vira geológicamente entendido, hacia la Costa y está representada allá por la secuencia de las Cordilleras Tagüin-Larga-Amotape. Este arco tectónico desviado hacia la costa, se adosa por su lado SE al macizo cristalino de distinta estructuración, es decir de la N-S que principia a manifestarse ya al SE de Cochapata y Oña con sus rumbos característicos N-S y se prolonga hasta la frontera meridional. En otros términos, el núcleo Paleozoico de la Cordillera Central Peruana y su prolongación en el Ecuador por la Cordillera de Zamora se pierde por acuñaamiento en el S del Ecuador y está sustituido por la Cordillera Real del Ecuador, la que vira hacia la Costa formando el arco de las Cordilleras Costeras Tagüin-Larga-Amotape. También morfológicamente estas condiciones tectónicas geológicas son reconocibles en el nuevo mapa geológico del Ecuador? (Véase figura 2).

pagina 21:

"La Cordillera Occidental termina por el Sur en la Cordillera local de Mullepungo, al lado N del profundo cañón del Río Jubones. Al S. del mismo río se levanta la Cordillera de Chilla, que en su mayor parte se cubre superficialmente de rocas volcánicas mesozoicas y cenozoicas, y de consiguiente disimula la unión del ramal (desviado) de la Cordillera Real hacia la Costa, con la Cordillera de Tagüin, que forma la prolongación suroccidental de la Real".

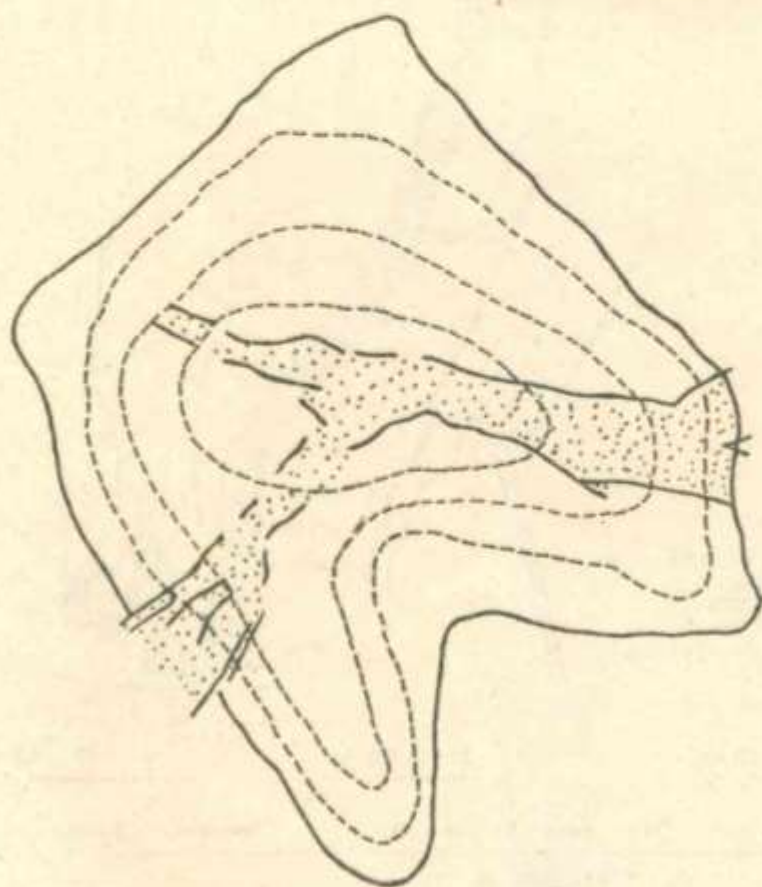
Es muy importante el hecho señalado por el Mapa Geológico de SAUER (1957), de que las formaciones geológicas de la Cordillera Occidental se inflexionan hacia el SW, a partir del paralelo 2 grados S, y luego, señalando su rumbo con algunos testigos en la Hoya de Guayaquil, van a reunirse con las Cordilleras Cholón-Colonche, al NE de la Península de Santa Elena y ya el rumbo de esta última cordillera es SE-NW (Cfr. A. A. OLSSON, 1942. pp. 407-408)

A. GANSSER, 1950 es exactamente de la misma opinión; escribe (p. 220): (El primer elemento tectónico de los Andes en Suramérica es) "la Cordillera de la Costa que se reconoce desde el Golfo de Panamá hasta Cabo Corrientes, desde donde se hunde en el mar para luego volverse a mostrar en la Isla de Gorgona. Mas al S los sedimentos Terciarios que se levantan hacia el W indican su continuación en el área de Tumaco, desde donde el rumbo continúa en dirección SW, tocando el extremo W del Ecuador en la Provincia de Esmeraldas y probablemente entrando a tierra firme en dirección SE en la Península de Santa Elena, al SW del Ecuador.

Las condiciones tectónicas del W del Ecuador no se comprenden fácilmente y puede parecer, a primera vista, más lógico hacer continuar la Cordillera de la Costa por los afloramientos ígneos básicos de la Sierra de Colonche. El autor, sin embargo, está más inclinado a conectar esta última, con la Cordillera Occidental, explicando la extensa cuenca de Daule como una depresión poco profunda dentro de la Cordillera Occidental. La notable cobertera de Terciario Superior sobre las rocas ígneas básicas de tipo Cordillera Occidental, dentro de la Cuenca de Daule, parecen apoyar esta hipótesis".

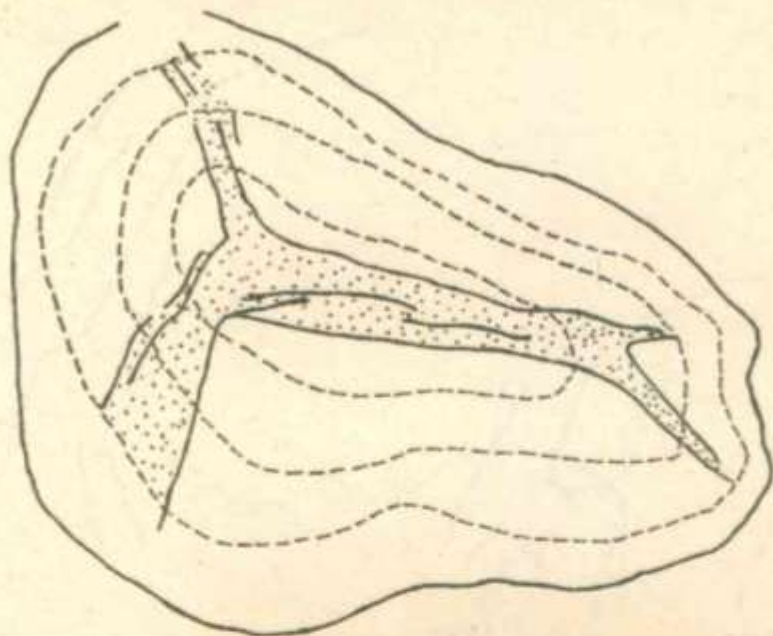


GRABEN DEL RHIN



0 200 Km.

GRABEN DEL MAR ROJO (Invertido)



0 2,000 Km.

FIGURA 3

COMPARACION DEL GRABEN DEL RHIN CON EL DE ERITREA

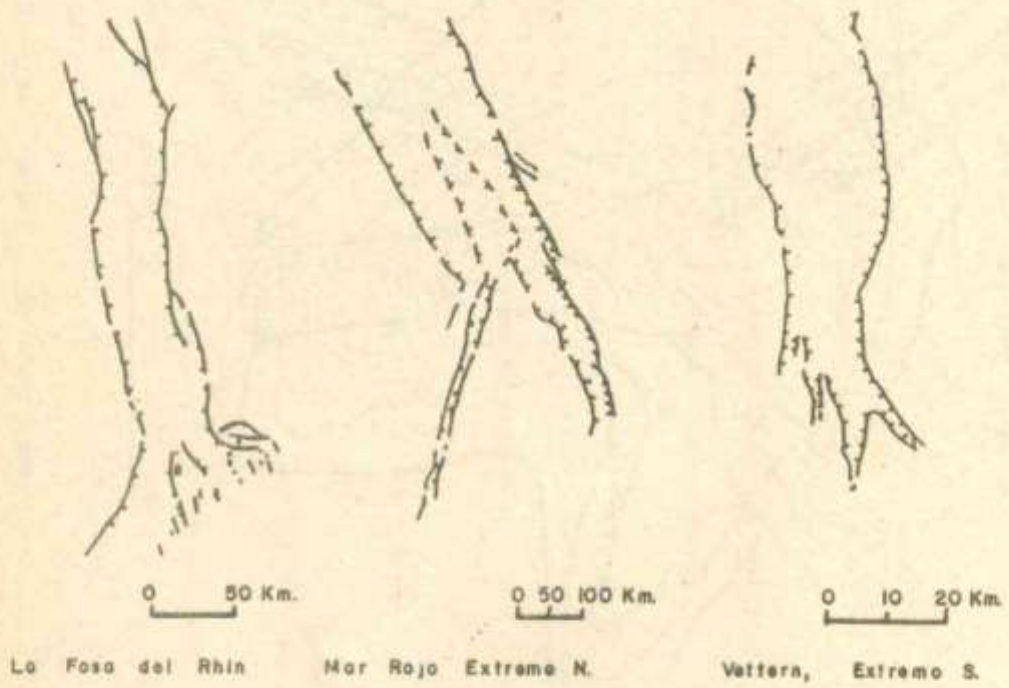
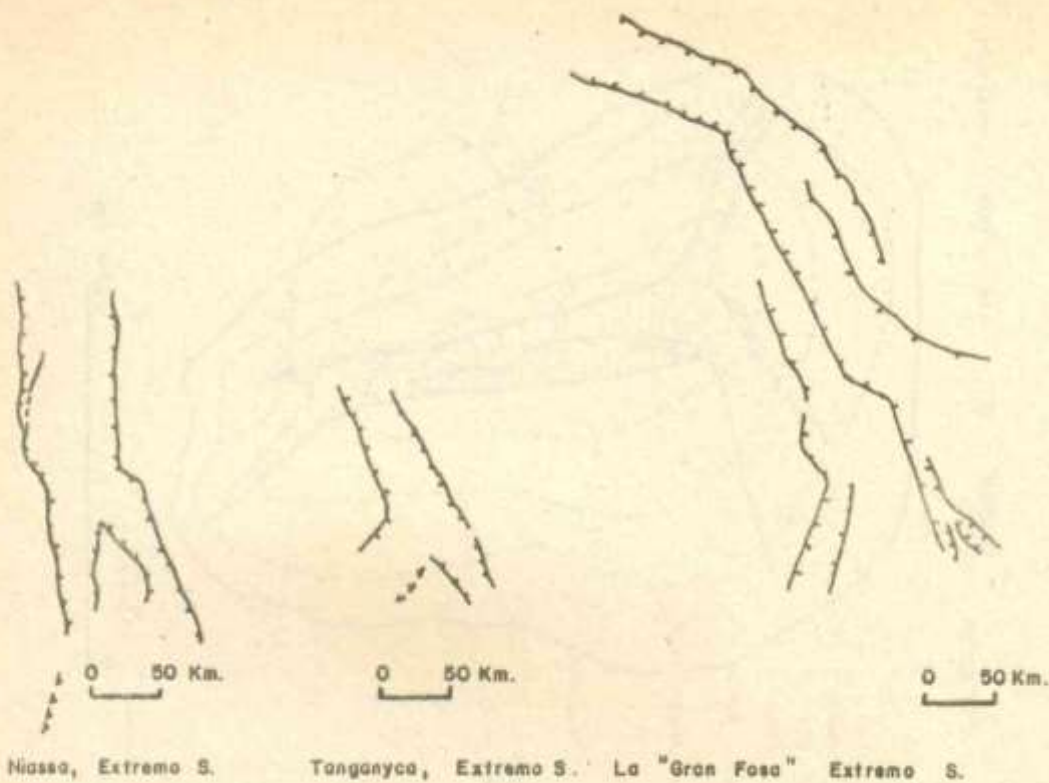


FIGURA 4

LAS GRANDES FOSAS TERRAQUEAS, SEGUN H. CLOOS.

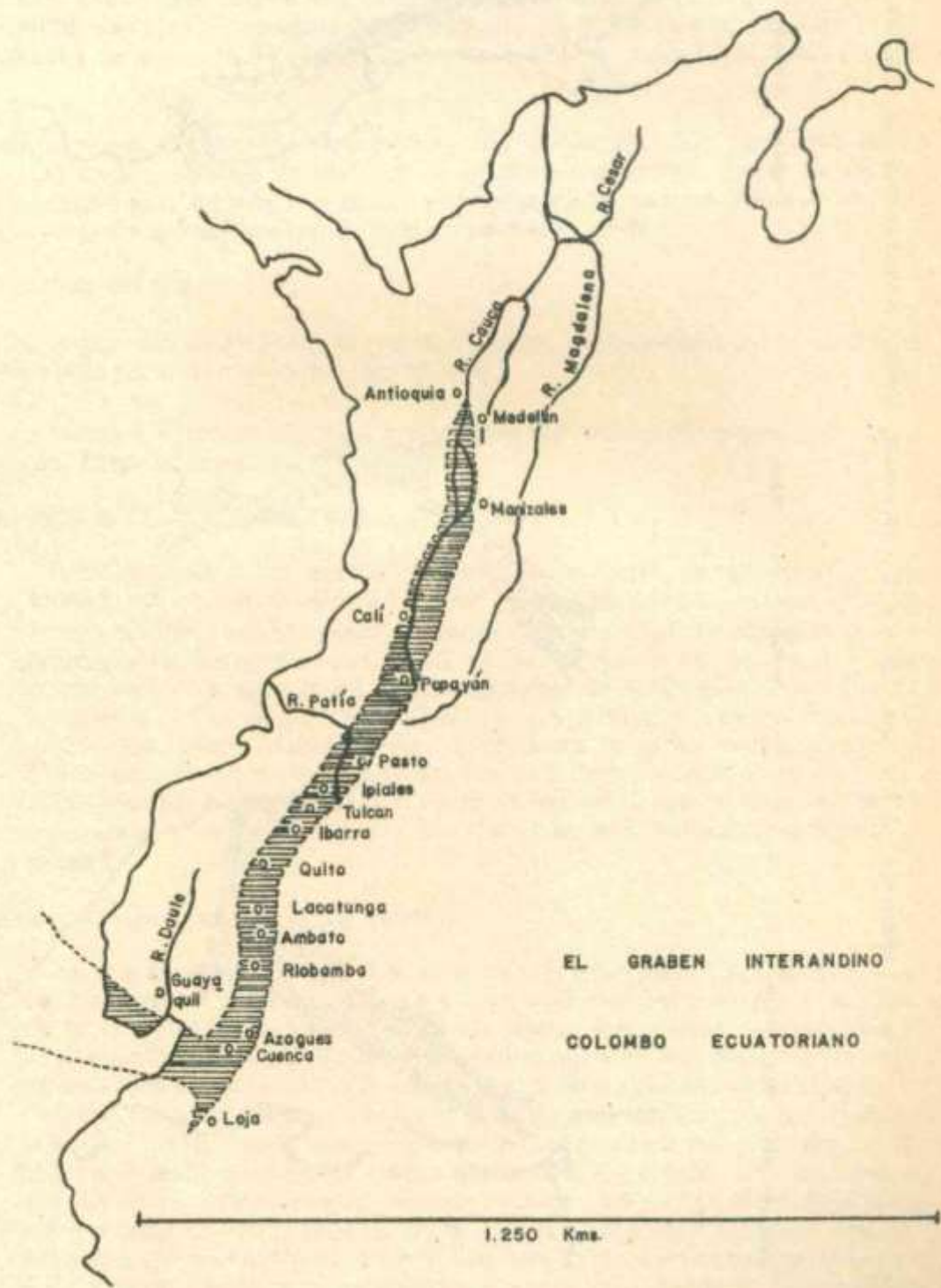
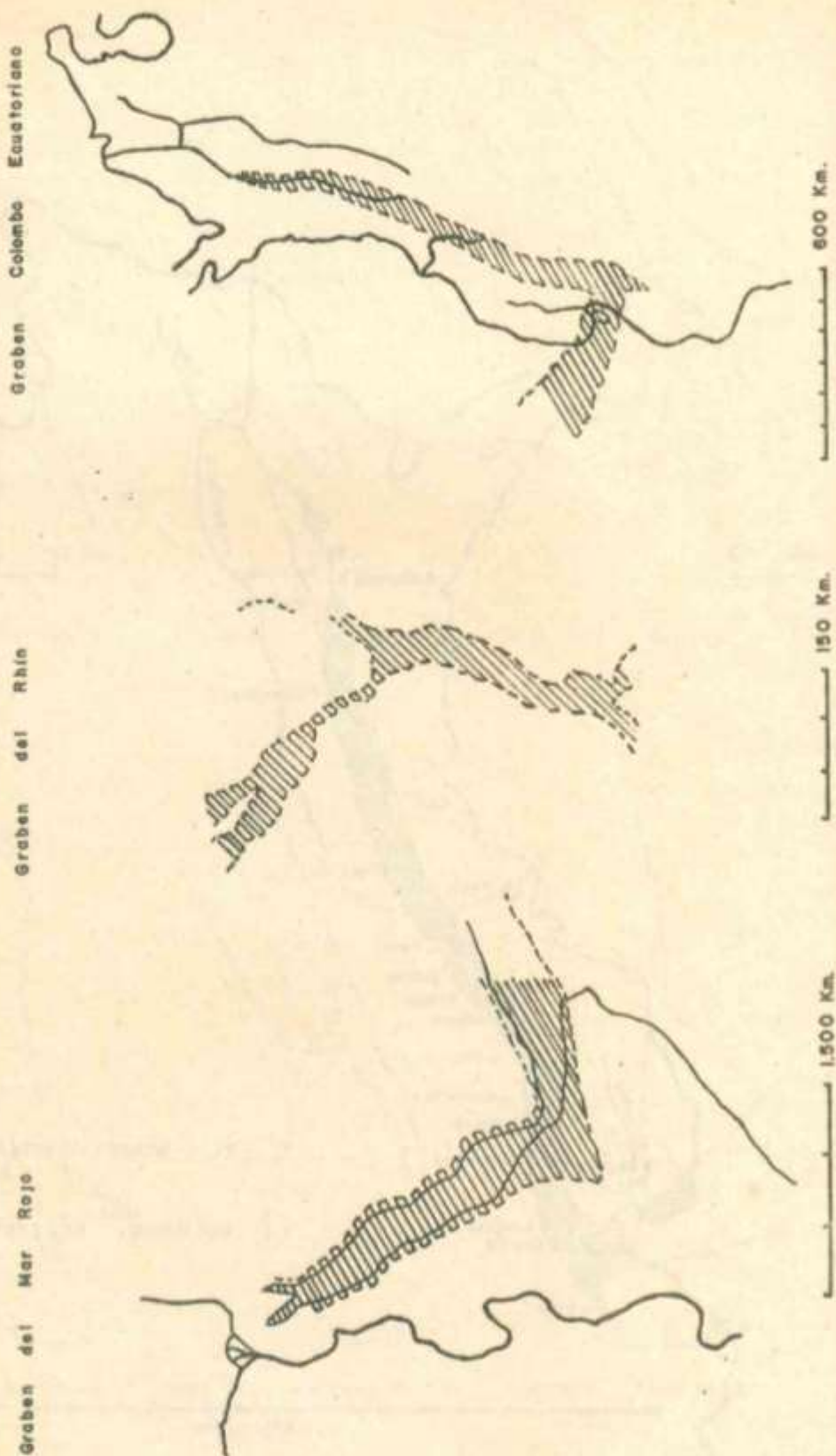


FIGURA 5

FIGURA 6

SEMEJANZA DE FORMA DE LAS PRINCIPALES FOSAS TECTONICAS DEL MUNDO





Esta misma opinión se ve espuesta en el mapa que acompaña el trabajo de GANSSER.

En la carta de Relieves Submarinos que publicó recientemente la National Geographic Society (1968) se ve como a continuación de la Cordillera Cholón-Colonche existe otra Cordillera, submarina, llamada la Cordillera de Carnegie, que une al continente las islas Galápagos, de naturaleza volcánica, como la Cordillera Occidental y en parte, la de Cholón-Colonche. (Cfr. A.A. OLSSON, 1942, pp. 408-409).

Por otra parte, en el Diagrama Fisiográfico del Atlántico Sur, publicado por la Geological Society of America en 1961, se muestra claramente que al frente del Golfo de Guayaquil, existen tres cordilleras submarinas, que se abren en abanico hacia el Océano Pacífico con un rumbo intermedio E-W.

La estructura del NW del Perú.

La parte noroccidental del Perú, la región de Piura, estructuralmente es un bloque resquebrajado por fallas de dirección NE-SW.

Esto nos lo dan a entender diversos autores que han trabajado especialmente en esa región. Citemos algunos.

A. IDDINGS & A.A. OLSSON, 1928, (p.31) dicen:

"En la región situada entre el río Chira y el valle de Mancora, se han formado varios anticlinales y bloques levantados. Estas estructuras, lo mismo que las regiones donde se encuentran, han sido perturbadas en alto grado por fallamiento normal. Estas fallas, en cuanto a su tamaño, van desde meras fracturas hasta desplazamientos de 5.000 pies. Los estratos Terciarios ordinariamente buzanan hacia la parte de afuera de las montañas. En algunos lugares son cobertera discordante de rocas antiguas. Esto es especialmente cierto en el área situada al E de las montañas de Amotape. A lo largo del flanco occidental de estas montañas los estratos terciarios generalmente están en contacto con las rocas más antiguas por medio de fallas".

Los mismos autores (en la pag. 33) añaden:

"Los dos cortes que acompañan este trabajo muestran la posición que en la actualidad ocupan los estratos a través de esta estructura y a lo largo de su eje. Hay muchas fallas normales con un juego que puede ir desde unos cuantos hasta 4.500 pies, y el desplazamiento horizontal debe ser, cuando mucho, de unas 2 y 3 millas. Estas fallas pueden ser de plano inclinado, longitudinales u oblicuas y de su gran número resultan cambios súbitos y notable en el buzamiento de los estratos. Estos buzamientos pueden ir desde unos pocos grados hasta 60 ó 70, siendo los más comunes los de 15 ó 20 grados. En muchos lugares las fallas están señaladas por una zona de varios pies de ancho con los estratos triturados y contorsionados, pero en otras partes el plano de falla está netamente definido y los estratos están poco perturbados a uno y otro lado de él. La posición

de las fallas principales en esta región se muestra en el mapa que acompaña este trabajo. Las tres fallas situadas más al S tienen su labio hundido hacia el Sur, pero la que se encuentra situada más al N, en Negritos, lo tiene hacia el Norte. El resultado de estas fallas ha sido el levantamiento de una masa central con estratos del Eoceno Inferior, expuesto en Negritos<sup>4</sup>.

Más lejos (en la pág. 34) añaden:

"En el área entre el Valle de Mancora y el Río Tumbes... las fallas normales son muy comunes, con fallas de rumbo como característica notable. Estas fallas se extienden hacia el NE y hacia el SW, generalmente con el labio hundido hacia el E."

A.A. OLSSON, (1942), habla bastante de estas fallas (en las pp. 409-410) pero lo que dice, prácticamente viene resumido en el punto 5 de sus conclusiones (pag. 414):

"La zona terciaria del extremo NW del Perú es una región de un fuerte fallamiento tensional o de bloque, formado durante períodos repetidos de levantamientos y subsidencias, probablemente como respuesta a las perturbaciones originadas en las tierras del Pacífico hacia el Noroeste y el Sudeste. El fallamiento compresional es prácticamente desconocido<sup>5</sup>.

Las opiniones de los dos autores citados expresan los primeros conocimientos acerca de esta región. Estos conocimientos han sido ulteriormente perfeccionados y así TRAVIS RUSSEL, 1953, puede escribir (pag. 2105):

"Una mirada al mapa del Nordeste del Perú revela que los mayores campos petrolíferos coinciden con tres cabos: Cabo Blanco, Punta Lobitos y Punta Pariñas.

Estos tres cabos son un reflejo de alturas estructurales que tienen un rumbo aproximado E-W, desde la Costa hasta las montañas de Amotape. Al Sur de cada una de estas alturas existen profundas cuencas, de arquitectura de Graben o de semi-graben, que se reflejan topográficamente y están señaladas por la línea de la Costa que retrocede . . . . . Aunque las modalidades de la estructura general como se ha hecho notar, sugieran la existencia de anticlinales y domos, la ausencia de pliegues es absoluta. Aún las comas menores son escasas. El relieve compuesto de alturas y depresiones se debe únicamente al fallamiento normal. Por lo tanto los levantamientos están bordeados por fallas o zonas de falla de magnitud mayor. Y además existen grandes fallas transversales de rumbo N.

La geología de las alturas mismas y de las depresiones que las separan está caracterizada por un modelado excesivamente intrincado de fallas normales. Para el geólogo que llega a Talara, lo más extraordinario en el paisaje fuera del Tablazo, es el fallamiento de los bloques. En cualquier dirección es claramente evidente la fragmentación profunda, y mientras más se estudie la región más detalles se revelan, llegándose hasta rupturas minúsculas con desplazamientos apenas percepti-

bies. Los datos de profundidad confirman las observaciones de superficie y muestran que el fallamiento es contemporáneo de la sedimentación, aunque se pueden reconocer períodos de actividad intensificada?

PETERSEN ULRICH, 1958, escribe (pag 213):

"En el NW del Perú el movimiento de bloques individuales fue una de las características más prominentes. El Golfo de Guayaquil se hundió después del Pliocénico mientras la isla de Santa Clara fue elevada como pilar o horst (G.PETERSEN Comunicación personal)".

Finalmente CHILDS & BEEBE, 1963, traen lo siguiente:

"Zona marginal Occidental: Esta zona que ocupa la región costanera del Perú y del Ecuador está caracterizada por bloques de tipo Horst-Graben. Los sedimentos marinos terciarios que alcanzan 50.000 pies se han depositado en estos bloques alrededor de discontinuas alturas de sedimentos Paleozoicos y Mesozoicos intruídos por rocas plutónicas cretáceas. En esta zona se encuentran muy pocos o ningún pliegue. Los rumbos de las fallas principales en el NW del Perú son E-W, paralelos al eje de la deflexión de Huancabamba." (pag. 51).

Las alineaciones de los ríos en el SW del Ecuador son muy dicientes. El Río Milagro, corre en línea recta desde la Cordillera, directamente hacia Guayaquil, en una línea exacta E-W, que va a conectarse con la línea de la Cordillera Cholón-Colonche.

Paralelos a él corren un poco más hacia el S los ríos Yaguachí, Boliche y Taura.

Quizá la línea más característica, de dirección E-W, sea la del Río Cañar-Naranjal-Trapiche.

Del mismo modo son alineamientos notables los cauces de los ríos Balao y Gala y especialmente el del Río Jubones.

El Pujango-Túmbez, con su gran recodo en el extremo SW del Ecuador da la idea de dos fallas que se cortan en ángulo agudo.

En el mapa que acompaña este trabajo habíamos señalado muchos de estos alineamientos como posibles fallas antes de conocer el mapa de GOOSSENS, quien también traza muchas de ellas.

Y a este respecto encontramos en SAUER, 1965, (p. 170) lo siguiente:

"Bajando el declive austral del Nudo de Azuay, se entra en la hoyada parcial de El Tambo-Cañar que se presenta como una depresión honda y alargada en dirección NW-SE, integrando la cuenca hidrográfica del río Cañar.

Ya a simple vista se puede observar que la depresión debe su forma actual al hundimiento ruptural a lo largo de fallas de dirección aproximada NW-SE tres o cuatro terrazas en posición escalonada dan lugar a la

constitución de una gigantesca gradería tectónica hacia el fondo de la hoya".

Es digno de atención el hecho de que esta última falla va a empalmar ligeramente arqueada con las fallas del Graben de Progreso

En el Mapa de Relieves Submarinos de la National Geographic Society 1969 se ve claramente, al sur de las Galápagos y de la Cordillera de Carnegie una violenta fractura terrestre que llega directamente al Golfo de Guayaquil. No servirá ella por lo menos en parte de borde N al Graben de que estamos tratando?

Es curioso notar que las alineaciones de Volcanes en las Islas Galápagos continúan admirablemente la línea arqueada Cordillera Occidental-Cholón-Colonche-Carnegie (Véase figura 2). A este respecto SAUER 1965 p.357 escribe

"Una falla notable parte en dos el volcán situado en la esquina NW de la Isla Isabela a lo largo de una ruptura que corre en dirección N 43 Oeste justamente paralela a la de una serie principal de supuestas fallas sobre las cuales se habrían edificado los volcanes del archipiélago especialmente los de la Isla Isabela".

Reunimos bajo este mismo parágrafo los tres hechos siguientes:

- Existencia del Graben de Progreso;
- Existencia del Graben de Jambelí, y
- Naturaleza de Horst de la Isla de Santa Clara

Un Graben no es una estructura sencilla, BELOUSOV 1962, p.587 dice:

"Ya se ha establecido que las fallas siempre vienen en conjunto y forman grupos. Por eso los sistemas de grandes Grabens son siempre una combinación de Grabens y Horts, grandes y pequeños, contenidos los unos dentro de los otros, y solamente el desplazamiento total produce la depresión general".

Es muy probable que el Golfo de Guayaquil esté constituido por un Graben, en el sentido aquí explicado. Tendríamos en este caso tres dovelas bien caracterizadas:

- El Graben de Progreso al N,
- El Graben de Jambelí en el centro, y
- La Isla de Santa Clara, en un horst al sur

La naturaleza de Horst de Santa Clara la afirma B. PETERSEN 1958, p.213 sin traer más amplias explicaciones. En cuanto a Progreso y Jambelí tenemos algunos datos en MARKS, J. GLEN 1961

En las pp. 39-40, hablando de Geología Histórica, dice:

"La Cuenca de Progreso fue un Graben Oligoceno que continuó activo

durante la mayor parte del Mioceno. Subsidió a un ritmo relativamente rápido y los sedimentos se acumulaban rápidamente dentro de él . . . . .

La cuenca encerrada de Progreso probablemente ha cambiado poco a partir de la configuración que poseía a fines del Mioceno Medio. La cuenca subsidente constituía un Graben limitado hacia el W por una inmensa falla normal y hacia el NE por un complejo sistema de fallas paralelas a la base de las actuales colinas de Colonche. Partes de la masa terrestre vecina iban subiendo a medida que el Graben se hundía... A fines del Mioceno Medio el movimiento descendente de la cuenca o Graben de Progreso se detuvo. El exceso de materiales rocosos se depositó entonces más al sur, en el extremo meridional de la cuenca o en el vecino Graben de Jambellí.

En la página 42 añade :

" Si en el Ecuador existen estratos Miocénicos al sur del Golfo de Guayaquil lo más probable es que se trata de depósitos arrecifales en el borde del Graben de Jambellí.

Ya hemos visto, cuando estudiamos la estratigrafía del Ecuador, que en la Cuenca de Progreso se depositó la Formación del mismo nombre, con una extensión total de unos 1.000 km<sup>2</sup> y con una potencia estimada de unos 2700 m. (Véase Progreso, Formación).

Igualmente vimos que en la isla de Puná el relleno del Graben de Jambellí (de más de 2000 m) está constituido por las capas del Mioceno de Puná.

Nos parece que el cúmulo de estos argumentos constituye una prueba de bastante peso en favor de nuestra hipótesis de la existencia del Graben del Golfo de Guayaquil.

Ya hemos visto las principales fallas que delimitan los márgenes del Graben Interandino Colombo-Ecuatoriano. Pero éstas no son las únicas que tengan relación con él. Desde el talud continental del Pacífico, constituido por una inmensa fisura orientada aproximadamente S-N, por lo menos hasta el borde E de la Cordillera Central, tenemos un sistema de fallas paralelas de una importancia capital.

En la Cordillera Real del Ecuador, SAUER señala dos principales, una al W y otra al E de todo lo largo de esa Cordillera. GOOSSENS en su Mapa (1969) dibuja hasta cuatro. Esas fallas seguramente continúan hacia el N en territorio colombiano.

I. CUCALON & R. CAMACHO (1966), en el Mapa que acompaña su trabajo, señalan algunas de ellas, de dirección SW-NE que limitan hacia el W las concesiones petrolíferas del Putumayo.

El J. E. RAMIREZ, (en su Mapa Sísmico y Tectónico de Colombia) tiene algunos trazos que pueden ser muy significativos.

Es de mucha importancia el alineamiento de volcanes Doña Juana, Puracé, Huila, Tolima y Ruiz. Si se les une por una inmensa falla, ésta continuaría por la hoy tan célebre de Palestina (cfr. T. FEININGER, 1970). Esta falla podría tener una importancia continental.

Y no es en un caso único; GERTH, 1955, habla del gran Graben longitudinal, refiriéndose al alineamiento de fosas tectónicas que van desde Colombia hasta Chile (pag. 229).

Ya podemos dar algunos datos acerca de las dimensiones de este Graben. Contando desde Liborina hasta las inmediaciones de Loja, tenemos un largo total de unos 1250 kms.

En cuanto al ancho máximo es en Colombia de unos 40 kms y en el Ecuador hasta de 60.

A este respecto es curioso leer lo que trae A. HOLMES, 1952, (p. 433):

\*Existe una notable y significativa uniformidad en la anchura de las fosas tectónicas, tal como indican las medidas siguientes ( en kms):

Lago Alberto	35-45	Mar Muerto	35
Lago Tanganika (N)	50	Golfo de Akaba	50
Lago Tanganika (S)	40	Lago Rodolfo	55
Rukwa	55-70	Lago Nyasa	40-60 <sup>e</sup>

Tenemos pues en Colombia y Ecuador un Graben de anchura normal. El largo es intermedio entre el del Rin (300 kms) y el de Eritrea (3.000 kms). Tenemos pues un Graben normal.

## PLIEGUES

El estudio de los pliegues en la región que nos ocupa, dentro del Graben, tiene una importancia sumamente inferior a la de las fallas.

Como documentación tenemos la misma que para las fallas pero es de notar que en lo referente al Ecuador ni SAUER ni GOOSSENS han dibujado en sus mapas pliegues en el Graben, con la sola excepción de uno que trae SAUER en la Cuenca de Azogues.

E. GROSSE, (1929) cita en Antioquia principalmente el Sinclinal de Amagá, el Anticlinal de Cerro Bravo, el Sinclinal de Corcobado y el Anticlinal de Poblancó. Se trata de una cobertera Terciaria que no cabe ya en una cuenca que se le ha hecho demasiado estrecha, y ha tenido que terminar por plegarse.

En el Valle del Cauca, KEIZER y NELSON dibujan en sus mapas una cantidad enorme de estructuras que en general no son de mucha importancia. Hay una sí, que es un bellissimo ejemplo de Geomorfología; se trata del Sinclinal que llamaremos de Uribe-La Paila, situado entre estas dos localidades del N del Valle.

Esta estructura es atravesada por la carretera Cali Bogotá. Se trata de un lindísimo caso de un sinclinal colgado. Todo el bloque, constituido por materiales de la Formación La Paila, fue comprimido entre dos fallas inversas y lo que hubiera debido ser un valle sinclinal se elevó para formar la pequeña cordillera que se levanta al E de Bugalagrande. (Cfr H.W. NELSON 1957, p.66)

I. CUCALON (1969) cita en la región de Cali el Anticlinal de Guabinas, el Sinclinal de Guabinas, el Sinclinal de la Palmera, El Sinclinal de la Estancia, (separado del anterior por la falla de Cali), el Sinclinal de Golondrinas, el Anticlinal de Lili, el Anticlinal de Pance, y el Sinclinal de Meléndez, el Sinclinal de Cascarilla, el Anticlinal de Ampudia y el Sinclinal de la Ferreña.

En la Cuenca del Patía E. GROSSE (1934) dibuja en su mapa y nombra algunas estructuras principalmente el Anticlinal de Chajaya (cerca de Dolores Cauca), el sinclinal de Esmita, el Anticlinal de Capellanías, el Sinclinal del Tablazo; el Sinclinal de Esmita se continúa hacia el sur por el Sinclinal de Sindiquí y el Sinclinal de Córdoba.

GROSSE concluye su trabajo hablando de la Cuenca del Cauca (p. 230):

"Sin duda la exploración futura más detenida de sus bordes, comprobará que su carácter tectónico es idéntico al de la Cuenca del Patía y del Valle del Cauca en Antioquia, es decir, que es un gran sinclinal terciario sobreescorrido principalmente desde el E y parcialmente también desde el W."

## VOLCANISMO

En su capítulo sobre movimientos de la Corteza terrestre A. HOLMES (1952), hablando de fosas tectónicas dice (p. 432):

"La asociación de la actividad volcánica con las fosas tectónicas es demasiado sencilla para que pase inadvertida, pero es muy variable. En algunas secciones, las lavas fueron objeto de erupciones en gran escala; en otras solo esporádicamente; pero en otras, nada en absoluto. Es curioso que algunas de las más profundas cubetas, como la del Lago Tanganika no muestren señales de volcanismo."

Pero parece que éstas últimas son la excepción. DE SITTER (1964) escribe (pp.408-409):

"*Rocas volcánicas de los Grabens.* Muchas rocas volcánicas, por fuera de los escudos orogénicos, tienen asociaciones definidas con rasgos tectónicos, especialmente en los Grabens. Hay dos clases de basalto: el basalto olivínico y sus diferentes variedades o basalto teleítico y sus variedades fuertemente alcalinas (Shackleton 1954). Aparentemente el basalto olivínico no es exclusivamente oceánico, de la manera como el basalto teleítico es definitivamente continental. Típicas del grupo continental de rocas volcánicas son las rocas leucíferas, pero su distribución, a

menudo casual, prueba que su caracter alcalino puede deberse a circunstancias locales. Por ejemplo las rocas del Graben Oriental de Africa son del tipo de basalto olivínico, mientras que el Graben Occidental muestra algunas rocas altamente alcalinas, con carbonatitas en el extremo de su curva de diferenciación.

Cabe muy poca duda acerca del hecho de que los grandes Grabens presentan oportunidad al magma de salir a la superficie. A todo lo largo del sistema Europeo-Africano de Grabens han surgido volcanes, desde su extremidad Sur en Africa hasta la región de Oslo en Noruega. Las diferentes edades de las rocas volcánicas que van desde el Pérmico hasta el Reciente, muestran la función fundamental de estos Grabens. Hay que notar que su escala de tiempo es más o menos igual a la de las coladas basálticas.

En el caso de los Grabens hay alguna razón de atribuir una función especial en la diferenciación del magma a factores tectónicos.

Los Grabens son sin duda regiones de distensión y de dilatación, y hay siempre razón de suponer que en el fondo del Graben se crea una región de presión mínima; podemos todavía avanzar más y suponer que lo delgado de la corteza en el fondo de los estratos distensionados ha creado un flujo de roca hacia esta zona de la corteza. En esta cámara de magma la disminución considerable de presión hidrostática favorece la fusión y, cuando la actividad renovada a lo largo de las fallas ha abierto una salida, el magma, que ha tenido tiempo para efectuar la operación de diferenciación fraccional, podrá producir muchos diferentes tipos de derivados. La mayor parte de los Grabens son suficientemente anchos para permitir que sus fallas normales, aunque con un buzamiento de solo 45 grados, alcancen, por abajo de la corteza sílica, las capas basálticas. Los períodos de compresión que se sucede ocasionalmente pueden también ayudar a la salida del magma.

Los problemas conexos con la evolución magmática son sobre todo del dominio petrológico, pero, como lo hemos visto, entran también en el campo de la Geología Estructural<sup>4</sup>.

Al mismo respecto dice A. RITTMANN (pp. 250-251)

<sup>4</sup>La conexión entre volcanismo reciente y tectónica activa se pone en evidencia en todo el Cinturón de Fuego del Pacífico y en el Arco Indonésio, por la coincidencia del volcanismo, de la sismicidad profunda y de las fosas oceánicas. Según Honda e Ishimoto los sismos profundos son incontestablemente sacudidas de falla, estrictamente tectónicas. Wadati, en 1928, había demostrado antes que nadie la existencia de temblores de tierra cuyo hipocentro está situado a una profundidad de varios centenares de km. Más tarde, Gutenberg y Richter han reunido todos los datos que se relacionan con los sismos profundos y han de terminado la posición de sus focos. El resultado puede resumirse diciendo que los focos de los temblores de tierra están en general situados en una zona relativamente delgada, inclinada con un ángulo notable hacia el Continente. La intersección de esta capa de hipocentros con el



fondo del océano está señalada por una zona de sismos superficiales, que se extiende entre la fosa oceánica y la costa.

En los arcos insulares del Extremo Oriente, esta zona se sumerge con un ángulo fuerte (unos 45 grados en el Japón; casi verticalmente en la Isla Tanga-Kermadec en las Nuevas Hébridas y en las Islas Salomón); pero el ángulo es menos inclinado en América del Sur. Aparentemente se trata de una zona de cizallamiento que, a la profundidad de 100 a 150 km, pasa por debajo de los arcos volcánicos y alcanza bajo el antepaís una profundidad de 750 km. Todavía no se ha observado ningún foco sísmico más profundo. Es significativo, por otra parte, que las fosas oceánicas sean zonas caracterizadas por fuertes anomalías de la gravedad (-100 a -200 miligales) mientras que el borde continental, por el contrario se distingue por un exceso de masa (+ 100 miligales y más).

Al contrario de los alrededores del Pacífico y del NE del Océano Índico, las regiones costeras del Atlántico y del W del Océano Índico están caracterizadas por la ausencia de fosas oceánicas, cadenas plegadas, sismos profundos y volcanes, con tal de que se exceptúe el arco de las Antillas, que es necesario clasificar en el tipo de la Costa Pacífica. La cresta mediana del Atlántico, por el contrario, es rica en volcanes y sismos superficiales; no se encuentran allí ni ante fosas, ni anomalías de la gravedad de alguna importancia, sino una Fosa Tectónica que, según Ewing, va a lo largo de la cima de esa cresta, en toda su longitud e indicaría la distensión tectónica transversal de que es objeto esa corteza.

La zona de las Fosas Africanas (rifts) presenta una actividad sísmica moderada con focos superficiales y volcanismo."

Vemos, pues, por todo esto que sí existe una estrecha relación entre la existencia de fosas tectónicas y el volcanismo, sin tener en cuenta por ahora los otros factores importantísimos de sismicidad que se va profundizando hacia el continente y de cizallamiento de éste sobre el bloque oceánico.

Y aquí tenemos el ejemplo del Graben Colombo Ecuatoriano. Basta una ojeada al esquema de la Zona de Fuego para darse cuenta de la concordancia perfecta entre volcanismo reciente y fracturación de la Fosa. Prácticamente la zona cubierta por productos volcánicos es la zona del Graben. Se puede asegurar, sin el menor temor de equivocarse, que todos los volcanes de Colombia y Ecuador, no sólo actuales, sino también cretáceos son y han sido volcanes de fisura y todos, sin excepción, han dependido de las mismas causas de que, a partir del Terciario ha dependido la formación del Graben Colombo Ecuatoriano.

En Colombia y Ecuador tenemos dos categorías de rocas volcánicas que dependen esencialmente de la edad y de las condiciones en que se solidificaron; las rocas volcánicas Cenozoicas y modernas, andesíticas y basálticas, y las rocas volcánicas Cretácicas, primero relativamente ácidas (porfiritas, meláfiros) y en la parte superior, casi exclusivamente básicas (diabasas y rocas ultrabásicas).

En Ecuador y especialmente en Colombia vemos el proceso de migración de los

volcanes del W hacia el E. Fuera de Narino, los volcanes recientes están localizados en Colombia al E del Graben mientras que en el Cretáceo era inmensa la actividad volcánica no sólo en la Cordillera Occidental sino aún más allá, en otra línea que actualmente constituye la Cordillera del la Costa.

En el Ecuador sucede lo mismo (exceptuando el Pichincha, situado en la Cordillera Occidental), pero en el Cretáceo el volcanismo se extendía hasta la Costa. (Cfr. SAUER, 1965, p. 218). Aquí no hacemos entrar el volcanismo de las Galápagos que seguramente obedece a causas muy complejas.

Todo esto concuerda admirablemente con lo que dice A. RITTMANN, acerca de las erupciones lineales (pp.90-91):

“Las erupciones lineales tienen el carácter de erupciones iniciales a lo largo de una fisura. La apertura de ésta se acompaña de un violento temblor de tierra..”

Es excepcional que después de algún intervalo de reposo una erupción lineal se repita a lo largo de una misma fisura; ella se concentra luego en una corta sección de aquella, acabando por localizarse en un punto privilegiado; así se forma una chimenea alrededor del orificio de la cual puede edificarse sobre una fractura inicial un poderoso volcán central... En general... una fisura no permite sino una sola subida del magma y se cicatriza después de la erupción; la erupción siguiente se hace por una fisura nueva. Millares de erupciones lineales efusivas se han sucedido así en diversas regiones del globo durante los tiempos geológicos, dando origen a enormes campos de lavas cuyo espesor puede alcanzar hasta 3 000 m. Un examen más profundo muestra que no se trata solamente de la superposición de innumerables derrames de gran extensión, sino también de “sills”, con frecuencia muy potentes, inyectados entre las capas ya depositadas.”

Las rocas volcánicas del Occidente Colombiano que se originan durante el Cretáceo y el Paleoceno han sido clasificadas principalmente como Diabásas o Doleritas, y según BÜRGL (1961) y otros, fueron producidas por derrames submarinos (p. 156). A este respecto enseña RITTMANN (1963) que las erupciones submarinas son ciertamente muy frecuentes, pero sólo una ínfima parte de ellas puede ser observada... El estudio de los depósitos geológicos antiguos revela que las erupciones (submarinas) efusivas han sido muy frecuentes particularmente en los surcos oceánicos y en los geosinclinales. Sin embargo los productos del volcanismo geosinclinal no se presentan ordinariamente sino bajo forma de “rocas verdes” muy deformadas tectónicamente y además metamorfizadas (prasinitas, anfibolitas, serpentinitas, etc...). Muy excepcionalmente sucede que se encuentren algunas casi inalteradas y en su asociación natural... La asociación de serpentinas, de basalto (bajo forma de “pillow lavas”) y de esquistos silíceos rojizos (radiolaritas), con frecuencia acompañada de rocas carbonatadas, es muy característica como ya lo había comprobado Steinmann” (Cfr. KEIZER, 1954 pp. 51 ss).

## GEOLOGIA HISTORICA

Teniendo en cuenta la estratigrafía y la localización, extensión, rupturas, pliegues y relaciones mutuas de las diversas capas, se ha podido fijar la fecha del hundimiento que originó el Graben Interandino Colombo Ecuatoriano. En realidad ese hundimiento no ha terminado y la sismología, especialmente en el Ecuador y en el Nudo de los Pastos, atestigua que aún se están haciendo ajustes en esta estructura. D. BARRERO *et al* (1959) dicen que el "solevantamiento final de la Cordillera Central se efectuó durante el Cuaternario" (p. 37).

La mayor parte de los autores están de acuerdo en afirmar que el Graben comenzó a delinearse desde el Terciario Inferior.

NELSON 1957 pp. 70-71, escribe:

"Las primeras indicaciones de la futura depresión del Cauca se han podido datar como pertenecientes a una temprana etapa del Terciario y la zona de mayor subsidencia obviamente bordeaba la actual Cordillera Central. Esto se puede deducir del hecho de que los afloramientos parálicos del Terciario inferior solamente se encuentran a lo largo de la margen Occidental de la depresión. La etapa siguiente de la orogénesis y el consiguiente levantamiento estuvieron acompañados por falladuras de bloques en la Cordillera Central".

Según H. GERTH 1955, p.229 :

"La edad de la constitución de las diversas partes del gran Graben longitudinal aparentemente fue muy diversa. En tanto que el primer esbozo de la aparición del Graben del Cauca-Patía, en el N remonta muy lejos en el Terciario, el Valle Longitudinal Chileno se formó realmente durante el Pleistoceno".

LIDDLE & PALMER (1941) dicen que OLSSON piensa que:

"Aparentemente estas cuencas (de Cuenca-Azogues-Biblián) son o hundimientos sinclinales, o bloques hundidos entre fallas (Grabens o rampas) y originados temprano en el Terciario, quizá en algunos casos, en el Eoceno".

MARKS J. GLEN 1951, da al Graben de Progreso una edad del Mioceno Medio.

PETERSEN 1958 p. 213, escribe, en cuanto a la región fallada del NW del Perú:

"Otro hecho importante que conviene hacer resaltar es que todos estos movimientos de fallamiento en bloques, que han producido esencialmente la actual configuración de los Andes y el levantamiento vertical de la Cordillera, son considerados por todos los autores como Pliocénico y Cuaternario".

Así, pues, podemos concluir que el Graben interandino Colombo Ecuatoriano comenzó a delinearse a principios del Cenozoico y apenas en el Cuaternario está terminado de conformarse.

Es interesante hacer aquí algunas reflexiones acerca del curso de los ríos Cauca y Patía durante las largas etapas del Terciario y Cuaternario.

Las formaciones La Paila (Mioceno) y Zarzal (Plioceno ?) nos dicen que el valle del Cauca estuvo represado hacia finales del Terciario. Las terrazas que actualmente se divisan desde Marmato, situadas en las inmediaciones de La Merced y San Bartolomé, a las orillas respectivamente izquierda y derecha del Río Pozo, en el Departamento de Caldas, cuentan igualmente una inundación en el Cuaternario. ¿Cuándo se abrió el tapón de Marmato y qué altura tenía? Sería muy importante saberlo para conocer la historia de los ríos de la cuenca del actual Cauca. Debemos pensar que la Cuchilla del Tambo es un dintel tectónico y como tal puede tener cierta movilidad. Los niveles actuales de los ríos Cauca y Patía no han sido los mismos en los tiempos Terciarios. No debemos olvidar la alineación tan extraña de los ríos Risaralda (obsecuente) y La Vieja (consecuente). Pero debemos notar también que (por lo menos en la cartografía, quizás defectuosa que poseemos) los afluentes del Río La Vieja le caen en lengüeta lo que indicaría un cambio de sentido en el curso del río principal. Además en la Cordillera Occidental existe, al norte del Departamento del Valle, una garganta poco conocida y que, si nos atenemos a la alineación de los ríos, constituye el rastro de una falla. Se trata de la depresión de La Llanada, cerca a Naranjal al W de Bolívar. Su altura se acerca a los 1 500 m; en ella se cultiva la caña y el plátano y sin embargo está en la cima de la Cordillera. Allí nace el Río Sanquinini que con el Garrapatas forma el Río Sipí, afluente del Río San Juan, que va a dar al Pacífico. A partir de esa depresión de Naranjal, corre hacia el Cauca el Río Platanares, que luego se llama Pescador.

Con estos datos y estas inquietudes estamos ante las hipótesis siguientes:

Las cosas han sido siempre como hoy: el Río Cauca siempre ha corrido hacia el norte y el Patía hacia el sur y luego, con el Guáitara y el Pal cual, hacia el W.

O quizá tenga razón P. SCHAUFELBERGER 1944, (pp. 49-50) cuando escribe:

"Hay grandes probabilidades de que el río Cauca nació originalmente en Nariño y que el Patía y el Guáitara corren en un antiguo valle del Cauca; el Patía se formó en la falda Occidental de la Cordillera del mismo nombre y su caída permitió una erosión regresiva intensa; cruzó así la Cordillera y el lecho superior del Cauca se hizo su tributario. La división de las aguas entre el Atlántico y el Pacífico pasó de la Cordillera Occidental a la Central, volviendo a la Occidental al S de Popayán, donde el camino hacia el Tambo sigue la cuchilla entre dos profundos valles: el septentrional lleva las aguas al mar Caribe y el meridional es tributario del Pacífico"

En esta hipótesis podemos imaginarnos un bello Cauca que naciera en el Volcán de Chiles y fuera hasta la costa norte de Colombia.

Pero también podemos imaginarnos un Río Risaralda que naciendo en el Nudo de Marmato, corriera hacia el sur y recibiendo juntos el Cauca y La Vieja siguiera su curso hasta reunirse con el Patía para virar al W y buscar el Pacífico.

Además podemos suponer lo siguiente un Cauca sur un Risaralda y un Cauca norte que desembocan en el Lago de Cartago, que luego desagua por el Río La Vieja, que correría hacia el SE para atravesar por algún boquerón la Cordillera Central e ir luego a buscar el Magdalena; los ríos Chillí y Cucuana están en alineación con el Río La Vieja.

Y aún es lícita una quinta suposición: Todos los ríos ya mencionados van a alimentar el inmenso Lago del Valle del Cauca, que busca su salida al Pacífico por los ríos Sanquinini y San Juan.

Quizá alguien, algún día, pueda convertir en certeza alguna de estas hipótesis.