

GEOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA DEL AREA MESETA DE EL VIEJO-CERRO DANTO, TERRITORIO FEDERAL AMAZONAS, VENEZUELA

Por SUHAS C. TALUKDAR y PABLO COLVEE G.

Unidad de Geología, CODESUR
Ministerio de Obras Públicas
Torre Diamen, 2º Piso,
Chua; Caracas

(Recibido en Octubre de 1974; en forma revisada Febrero de 1975)

RESUMEN

El área de la meseta de El Viejo-cerro Danto, Territorio Federal Amazonas, forma parte de la Provincia Estructural de Cuchivero, del Escudo de Guayana, Venezuela. La cartografía geológica de 900 Km², a escala 1:50.000, y estudios petrológicos de las rocas del área, han proporcionado la siguiente información:

- (i) la estratigrafía general del área;
- (ii) la historia geológica del área; desarrollo orogénico y post-orogénico;
- (iii) la correlación de la estratigrafía del área estudiada con otras partes de la Provincia Estructural de Cuchivero, particularmente con el Distrito Cedeño; y
- (iv) el desarrollo geológico del área y sus implicaciones en nuestra comprensión del cinturón orogénico del Cuchivero.

Las unidades litológicas del área, de más antiguas a más recientes son: "Metasedimentos", Formación El Viejo, Tonalita de Caño Roja, Diques I (andesíticos), Diques II y III (metabásicos y metapiroxeníticos, respectivamente), Granito de Danto, Granodiorita de Caño Blanco, Grupo Roraima y Diques y Sills IV (básicos). Algunos nombres formacionales son nuevos. Las unidades se describen en suficiente detalle en el texto del presente trabajo; todas, desde los "Metasedimentos" hasta la Granodiorita de Caño Blanco, han sido incluidas en el Grupo Cuchivero.

La historia geológica que en líneas generales muestra parte del desarrollo orogénico, abarca sucesivamente: sedimentación clástica inicial (metasedimentos); volcanismo ácido y predominantemente explosivo del tipo Andino (Formación El Viejo), posible deformación de los sedimentos y rocas volcánicas supracorticales, emplazamiento de la Tonalita de Caño Roja (sintectónica-tardía), intrusión de diques andesíticos, intrusión de diques básicos y ultramáficos, metamorfismo regional a la facies de esquistos verdes, emplazamiento del Granito de Danto (tectónico-tardío), deformación cataclástica y milonitización, y la intrusión de la Granodiorita de Caño Blanco (post-tectónica). La deformación cataclástica siguió al metamorfismo regional y ambos eventos estuvieron evidentemente muy relacionados. El desarrollo de una alineación regional noroeste-sureste, evidente en la disposición estructural, metamórfica y cataclástica, sugiere una relación con el esfuerzo regional NE-SW, que existió y se prolongó durante el desarrollo orogénico del área. Siguió un desarrollo post-orogénico, con levantamiento y erosión del cinturón orogénico. La historia geológica de este período, comprende: la sedimentación clástica predominantemente madura del Grupo Roraima sobre el basamento cristalino de Cuchivero, el subsiguiente arqueamiento-fracturación y fallamiento, intrusión de diques y sills básicos, y levantamiento y evolución fisiográfica.

Se intenta aquí, una correlación estratigráfica regional del área estudiada con otras partes de la Provincia Estructural de Cuchivero en el Territorio Federal Amazonas y Distrito Cedeño, basada sobre las características litológicas generales y edades radiométricas disponibles. La definición del Grupo Cuchivero, por los autores, puede representar el período de tiempo 1900-1400 m.a., en el cual se incluirían los períodos de sedimentación clástica, volcanismo ácido y fases de intrusiones graníticas.

La corteza Pre-Cuchivero se desconoce en el área. Los sedimentos clásticos de origen cratónico, el volcanismo ácido extrusivo de tipo Andino y la notable ausencia de asociaciones volcánico-sedimentarias de tipo oceánico en el Grupo Cuchivero sugieren que la Provincia Estructural de Cuchivero se desarrolló en una **corteza continental** pre-existente. Bajo este enfoque, el cinturón orogénico de Cuchivero puede definirse como un discreto cinturón pericratónico móvil.

ABSTRACT

The area meseta de El Viejo-cerro Danto, Territorio Federal Amazonas is a part of Cuchivero structural province of the Guayana shield, Venezuela. Geological mapping of 900 sq. km. of the area on 1:50.000 scale and petrological studies of the rocks have revealed:

- (i) the general stratigraphy of the area;
- (ii) the geological history of the area including orogenic and post-orogenic developments;
- (iii) the stratigraphic correlation of the area with other parts of the Cuchivero structural province, particularly in Distrito Cedeño; and
- (iv) the geologic development of the area and its implications in our understanding of the evolution of the Cuchivero orogenic belt.

Lithologic units of the area in stratigraphic order (older to younger) are "Metasediments", El Viejo Formation, Caño Roja Tonalite, Dikes I (andesitic), Dikes II and III (metabasic and metapyroxenitic respectively), Danto Granite, Caño Blanco Granodiorite, Roraima Group, and Dikes and sills IV (basic). Some formational names are new and have been given following codes of stratigraphic nomenclature. The units are described in sufficient detail in the text of the paper. All units from the lowermost metasediments up to Caño Blanco Granodiorite have been included within the Cuchivero Group.

The geological history, showing part of the orogenic development, broadly includes successive events of initial clastic sedimentation ("Metasediments"), dominantly explosive and highly acidic volcanism of "Andean type" (El Viejo Formation), possible deformation of the supracrustal sediments and volcanics, emplacement of late-syntectonic Caño Roja Tonalite, intrusion of andesitic dikes, intrusion of basic and ultramafic dikes, greenschist facies regional metamorphism, emplacement of late-tectonic Danto Granite, cataclastic deformation and mylonitization, and intrusion of post-tectonic Caño Blanco Granodiorite. Cataclastic deformation followed regional metamorphism and both are apparently closely related. Development of a general northwest-southeast regional trend in structural, metamorphic and cataclastic fabrics suggest that they are all related to the same but prolonged northeast-southwest regional stress active during the orogenic development of the area.

Post-orogenic development followed the extended uplift and erosion of the orogenic belt. The geological history includes successive events of predominantly mature clastic sedimentation of Roraima Group over Cuchivero crystalline basement, subsequent unroofing-fracturing-faulting, intrusion of basic dikes and sills, and uplift and physiographic evolution.

Regional correlation of the stratigraphy of the area with other parts of the Cuchivero structural province in Territorio Federal Amazonas and Distrito Cedeño has been attempted and is based on general lithological characteristics and available radiometric age data. It is possible that the Cuchivero Group of the author's definition represents a time period between 1900-1400 m. y which would include periods of clastic sedimentation, acid volcanism and phases of granitic intrusions.

Pre-Cuchivero crust is not known in the area. The clastic sediments of cratonic source, extensive acid volcanism of Andean type and remarkable absence of oceanic volcanic-sedimentary assemblages in the Cuchivero Group suggest that the Cuchivero structural province developed on a pre-existing **continental crust**. In this regard, the Cuchivero orogenic belt may be regarded as a discrete "pericratonic" mobile belt.

INTRÓDUCCION

Ubicación

La región en estudio ocupa unos 900 Km² en la parte centro-norte del Territorio Federal Amazonas.

El área ubicada al norte del cerro Parú, conforma una faja rectangular NE-SW entre los 4°39' y 5°01' de latitud N, y 65°40' y 65°17' de longitud W. El río Ventuari, importante tributario del Orinoco, forma su límite noreste, y el río Parú, tributario del Ventuari, fluye a través del oeste y sur del área. Además del extremo norte del cerro Parú incluido en la zona, otros dos cerros importantes constituyen puntos de referencia; la meseta de El Viejo en la parte SW y el cerro Danto en la parte NE.

Fisiografía y su relación con los tipos de rocas

El área abarca un 70% de tierras altas y planicies bajas, y un 30% de cerros y tepuis. Las primeras, alrededor de la meseta de El Viejo presentan declives suaves (con elevación general aproximada de unos 200 a 250 m sobre el nivel del mar) y pequeñas colinas que no sobrepasan los 25 m de altura de su nivel de base. Los afloramientos, generalmente muy meteorizados, son bastante comunes; son frecuentes los suelos y lateritas.

El río Parú atraviesa las tierras altas y expone buenos afloramientos durante los meses de verano (diciembre a marzo). Las planicies bajas que ocupan las zonas al norte, oeste y este del cerro Danto y forman parte del valle del Alto Ventuari, están expuestas a las inundaciones del Ventuari durante la época de lluvias; los escasos afloramientos están representados por bloques bastante meteorizados. Las planicies bajas están formadas predominantemente por suelos, arenas y sedimentos finos. Los cerros y tepuis están representados por el cerro Danto (720 m aprox. s.n.m.) en el NE, la meseta de El Viejo (980 m aprox. s.n.m.) en el SW y por el extremo norte del cerro Parú (1300 m aprox. s.n.m.) en el SE.

El cerro Parú, un tepui, es una expresión geomorfológica típica de los sedimentos tabulares del Grupo Roraima, levantados a lo largo de fallas del basamento, que posteriormente tomaron su forma actual por efecto de la considerable erosión debida al desprendimiento de bloques en zonas de escarpa.

Excepuando el cerro Parú, no hay relación directa entre la fisiografía y el tipo de roca (litología, textura y estructura interna) en el área. El cerro Danto y la meseta de El Viejo son ambos cerros altos, pero de distinta litología. La geomorfología actual parece estar controlada por varios factores: litología, clima y estructuras mayores con predominio de bloques-falla.

Trabajos anteriores

Los estudios geológicos en el Territorio Federal Amazonas (TFA) prácticamente se iniciaron en 1969, a través del programa general de estudios para el sur de Venezuela dirigido por CODESUR (MOP).

El área del presente estudio fue previamente reconocida por COLVEE (1971). MARCUCCI (1974) en sus estudios sobre la distribución de elementos en la Formación Roraima del T.F.A. describió una sección a lo largo de la meseta de La Cobija, en la parte norte del cerro Parú. La AERO SERVICE CORPORATION (1971) rea-

lizó para CODESUR un mapa geológico a escala 1:250.000 de todo el T.F.A., basado exclusivamente sobre fotointerpretación y la información geológica disponible sobre el Distrito Cedeño y parte este del Estado Bolívar; la revisión y trabajo de campo fueron casi nulos. Por esta razón, salvo el Grupo Roraima y los lineamientos estructurales mayores, obvios en las imágenes de radar, el mencionado mapa geológico generalmente no concuerda con la mayoría de las unidades litológicas presentes en el T.F.A., para no mencionar la estratigrafía; en consecuencia los suscritos no lo utilizaron como material de consulta. La comparación del mapa presentado aquí, con el de Aero Service Corporation resalta las diferencias básicas y la interpretación errónea de la mencionada empresa.

Propósitos y objetivos del trabajo

Los propósitos esenciales de este trabajo son 1) presentar por primera vez un mapa geológico y la estratigrafía general del área meseta de El Viejo-cerro Danto, TFA; 2) describir, con suficiente detalle, las unidades litológicas a través de sus características químicas y petrológicas básicas; 3) reconstruir la historia geológica del área; y 4) resumir ideas y llegar a conclusiones tentativas sobre ciertos aspectos geológicos y su relación con algunos de los problemas principales de la evolución de esta parte del Escudo de Guayana.

La cartografía geológica de unos 900 Km² se realizó a escala 1:50.000 sobre la base de ampliaciones de fotografías de radar de visión lateral (Side Looking Radar) tomadas por AERO SERVICE CORPORATION (1971).

El acceso al área es bastante problemático; el trabajo de campo se realizó con apoyo de helicóptero y se limitó a la apertura de picas y penetración a lo largo de cauces de ríos y quebradas. Por estas razones los contactos geológicos son aproximados en la mayoría de los casos, sin embargo, los autores creen que un trabajo adicional detallado no alteraría la geología básica aquí presentada.

El trabajo de laboratorio comprende datos petrológicos y químicos. Se realizó el estudio petrográfico detallado de 130 secciones finas de todas las unidades litológicas. Los análisis químicos de muestras específicamente seleccionadas de las diversas unidades litológicas, fueron elaborados por el Centro de Evaluaciones, M.M.H. y por Komarsa C.A.

CUADRO GEOLOGICO

Las subdivisiones tectónicas en gran escala de la corteza continental, definidas como provincias estructurales, se basan sobre las edades relativas y otras características resaltantes de la deformación orogénica (tectogénesis). El estilo tectónico de cada provincia expresa cierto número de atributos característicos interrelacionados que indican diversos aspectos de la evolución tectónica. Los atributos tectónicos descritos por PRICE (1972), incluyen: (i) los patrones principales de la sedimentación, volcanismo, intrusiones hipabisales y erosión relacionados a la evolución tectónica de la provincia; (ii) los tipos, patrones, interrelaciones y edad de la deformación orogénica (estilo estructural); (iii) el carácter, distribución y edad del metamorfismo regional; (iv) la naturaleza, volumen y relaciones de los plutones graníticos emplazados, con respecto a la evolución tectónica; (v) el papel de las rocas

máficas, ultramáficas y plutónicas alcalinas en la evolución tectónica; (vi) el registro del levantamiento, erosión y evolución fisiográfica de la provincia; y (vii) la forma, dimensiones físicas, estructura cortical y características geofísicas de la provincia.

MENENDEZ (1968) fue el primero en subdividir la parte venezolana del Escudo de Guayana en cuatro provincias geológicas: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima. MENDOZA (1973) propuso la subdivisión del Escudo de Guayana en cuatro provincias estructurales, denominándolas: Bolívar, Esequibo, Amazonas y Canaima, que son esencialmente las cuatro provincias geológicas de MENENDEZ.

Las provincias Imataca, Pastora y Cuchivero de MENENDEZ, o Bolívar, Esequibo y Amazonas de MENDOZA son provincias estructurales o tectónicas y pueden diferenciarse por los atributos tectónicos de PRICE. Sin embargo, la Provincia Geológica de Roraima de MENENDEZ o la Provincia Estructural de Canaima de MENDOZA, no es una provincia estructural o tectónica *sensu stricto*; únicamente representa una cubierta de sedimentos cratónicos post-orogénicos suprayacente a las provincias estructurales de Pastora y Cuchivero. Todo el proceso, desde el inicio de la sedimentación de Roraima hasta el subsiguiente arqueamiento, fracturación y fallamiento, e intrusión de magma básico en forma de sills, diques y lopolitos, parece relacionarse básicamente con movimientos epirogénicos ascendentes del basamento.

Los suscritos adoptan aquí los términos de MENENDEZ para las provincias estructurales del Escudo de Guayana (Venezuela) en virtud de su prioridad y de ser mucho más ampliamente conocidos, excepto Roraima (por las razones arriba expuestas).

Sobre esta base, el área del presente estudio forma parte de la Provincia Estructural de Cuchivero que MENENDEZ (1968) definió al oeste de la Provincia de Imataca en el Distrito Cedeño, ubicado en el extremo noroeste del Escudo de Guayana, sugiriendo su posible extensión hacia el TFA. Según MENENDEZ la provincia tiene rumbo estructural predominante NW, y comprende rocas graníticas, rocas volcánicas-silíceas en menor proporción ("Serie" o Conjunto Igneo de Cuchivero; McCANDLESS, 1965, 1966) y sedimentos arenosos de la Formación Cinaruco.

Los suscritos agregan las siguientes definiciones: el Grupo Cuchivero incluye todas las rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas que han sido añadidas durante el desarrollo de la Provincia Estructural de Cuchivero. Puede interpretarse como una ampliación del término utilizado originalmente por MARTIN-BELLIZZIA (1968) en la región del Aro-Paraguá, Estado Bolívar. Incluye, asimismo, todas las rocas de la "Serie" o Conjunto Igneo de Cuchivero (McCANDLESS, 1965, 1966); Asociación Ignea de Cuchivero (RIOS, 1972) o Supergrupo Cedeño (MENDOZA, 1972).

El cinturón orogénico de Cuchivero es toda la región afectada por la orogénesis de Cuchivero (TALUKDAR *et al.*, 1973), y se describe como un conjunto de episodios plutónicos, metamórficos y tectónicos (que probablemente incluyen varias tectofases e intrusiones de magma granítico) desarrollados, por lo menos dentro de la Provincia de Cuchivero, sobre un basamento cristalino preexistente. De acuerdo a ésto la Provincia de Cuchivero

que incluye solamente las rocas del Grupo Cuchivero relacionadas con la orogénesis de Cuchivero. Según esta definición las rocas cristalinas Pre-Cuchivero, removilizadas, forman parte del cinturón orogénico, pero no de la Provincia de Cuchivero.

ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía propuesta aquí se fundamenta sobre unidades litoestratigráficas o litológicas. En vista de que todas las unidades estratigráficas requieren nombres distintivos o comparables para su identificación y diferenciación entre sí, los suscritos han designado las unidades plutónicas, volcánicas y sedimentarias con nombres litoestratigráficos, siguiendo el Código de Nomenclatura Estratigráfica (AM. COMM. STRAT. NOMENCL., 1961).

Las unidades plutónicas se han denominado por su localidad-tipo y nombre petrográfico, ej: Tonalita de Caño Roja, Granodiorita de Caño Blanco y Granito de Danto. Se ha llamado Formación El Viejo, a la unidad litológica volcánico-silícea por su localidad tipo en la meseta de El Viejo. Es probable que esta sea equivalente en edad y litológicamente correlativa de la Formación Caicara (RIOS, 1972) en el Distrito Cedeño o de la Formación Yaví en el Territorio Federal Amazonas (TALUKDAR y COLVEE, 1975a). Sin embargo, por estar completamente separada geográficamente y no poderse cartografiar en continuidad con ellas amerita un nombre formacional distinto.

Se ha mantenido el nombre de Grupo Roraima (SUSZCZYNSKI, 1969; REID, 1974) para designar los sedimentos arenosos, tabulares y post-orogénicos. La unidad sedimentaria arenosa que exhibe metamorfismo de bajo grado, se ha descrito de manera informal; aflora en un área muy reducida y no amerita, por los momentos, una denominación formal.

La estratigrafía detallada se presenta en la leyenda del mapa geológico anexo. A continuación se describen las unidades geológicas en detalle, de más antiguas a más recientes, en el siguiente orden:

- Grupo Roraima
- discordancia regional—
- Granodiorita de Caño Blanco
- deformación cataclástica, milonitización, extensa mineralización de cuarzo (Q)—
- Granito de Danto
- fase principal del metamorfismo regional—
- Diques III Diques II
- Diques I
- Tonalita de Caño Roja
- Formación El Viejo
- "Metasedimentos".

DESCRIPCION DE LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

Metasedimentos

La unidad aflora en dos sitios: 1) una pequeña zona de 1 Km² al norte del cerro Danto, y 2) dentro de la zona milonítica, en la falda norte del cerro Danto.

En el primer caso se presenta como una inclusión dentro del Granito de Danto; con contacto abrupto con el mismo y desarrollo local de finas zonas híbridas. Las rocas han sido afectadas por: metamorfismo regional de bajo

grado; posibles efectos de contacto con el Granito de Danto y cizallamiento posterior. La estratificación y una esquistosidad incipiente son paralelas y muestran tendencia subvertical con rumbo noroeste, general en la zona. Por su naturaleza arenosa y las condiciones metamórficas, de bajo grado, no desarrollan minerales metamórficos típicos. Sin embargo, el esquistito actinolítico derivado metamórfico de una intrusión en los metasedimentos, con rumbo y esquistosidad paralelos a éstos, muestra características de facies de los esquistos verdes del metamorfismo que afectó al conjunto.

En su composición, los "Metasedimentos" son principalmente subarcosas; se observa la presencia de algunas ortocuarcitas de bajo rango (FOLK, 1968; PETTIJOHN, 1959). Prevalece la naturaleza bandeada original de los sedimentos, reflejada en variaciones en el grano y la composición. La textura sedimentaria original ha sido totalmente destruida por recristalización debida al metamorfismo de bajo grado y por la deformación cataclástica.

Las subarcosas consisten en cuarzo detrítico (65%), plagioclasa (20%) y feldespato-K (2%) en una matriz argilácea recristalizada. El cuarzo se presenta como granos individuales o compuestos con extinción ondulatoria bien marcada; la plagioclasa (sódica), como granos con extinción ondulatoria y macla lamelar completamente destruida; y el feldespato-K como microclino ligeramente peritítico, con extinción ondulatoria, con o sin macla en rejilla. La matriz argilácea recristalizada está formada por hojuelas muy finas de sericita, muscovita, clorita y biotita, además de epidoto. Presenta también minerales de óxido de Fe (5%), muchos de ellos con sección cúbica, distribuidos a lo largo de planos paralelos a la estratificación original. El mineral pesado presente es el zircón, subhedral a euhedral.

La ortocuarcita de bajo rango comprende cuarzo detrítico (75% o más) y feldespatos (20-22%, plagioclasa mucho más frecuente que el feldespato-K), en una matriz recristalizada argilácea y ferruginosa (3-5%). El cuarzo se presenta como granos individuales o compuestos, equidimensionales o alargados, con bordes suturados y granulados, y extinción ondulatoria; la plagioclasa (sódica) presenta macla lamelar, y rotación y fracturamiento de los granos; el feldespato-K es ligeramente peritítico, con o sin macla en rejilla y también exhibe extinción ondulatoria.

La matriz raramente ocurre entre los granos detríticos; la mayor parte se distribuye en líneas paralelas a la estratificación original, compuestas por sericita, biotita (estilpnómelo), epidoto, óxido de Fe, de grano muy fino, todos mal cristalizados.

Las rocas híbridas desarrolladas localmente comprenden o bien (i) finas bandas alternas de epidoto (93-95%) + actinolita (2.5%) + cuarzo (2.5%), epidoto (50%) + cuarzo (50%), y feldespato-K (60%) + cuarzo (15%) + epidoto (25%) + actinolita (trazas); o bien (ii) feldespato-K (40%), cuarzo y plagioclasa (35%), epidoto (15%), actinolita + hornblenda (5+), clorita (2%) y magnetita (2-3%) en que el anfíbol, el epidoto y la clorita se distribuyen en un agregado lineal subparalelo. El origen de estas rocas no está claro. Probablemente sean producto del metamorfismo de contacto de los metasedimentos, seguido por deformación cataclástica. El bandeamiento en el tipo (i) probablemente representa la estratificación sedimentaria original. El cuarzo en ambos tipos de rocas está representado por granos detríticos recristaliza-

dos. El feldespato-K y la plagioclasa pueden haber sido introducidos en parte por el granito. La actinolita y la hornblenda probablemente son minerales preexistentes desarrollados por el metamorfismo regional. El epidoto parece haber sido introducido durante el metamorfismo dinámico probablemente reemplazando la matriz original. La clorita debe haberse formado de la actinolita y la hornblenda, por efecto retrógrado asociado con la deformación cataclástica.

En el segundo afloramiento de metasedimentos, las areniscas originales se han transformado totalmente en rocas de tipo "chert", grises, verde-grisáceas o blancas (ultramilonitas), a causa de la intensa milonitización; las mismas están asociadas con milonitas graníticas laminadas (*hartschiefer*). En sección fina, aparecen compuestas por un mosaico de cuarzo triturado de granos muy finos que muestran contactos suturados, extinción ondulatoria, y abundante magnetita y trazas de sericita.

La Tabla 1 presenta los análisis químicos de dos de estas rocas, para su comparación con análisis de la ortocuarcita (PETTIJOHN, 1963).

La roca de tipo "chert" ha sido en muchos lugares brechada y rellenada por cuarzo secundario. En sección fina, las brechas contienen pequeños granos de cuarzo ocupando áreas similares a venas que engloban fragmentos de un mosaico de cuarzo triturado (ultramilonita). Aunque, el cuarzo de segunda generación que rellena los fragmentos de milonita también presenta extinción ondulatoria y granulación marginal, se distingue fácilmente de los fragmentos de milonita por su contacto abrupto, el tamaño mayor de los granos y su contenido muy inferior de magnetita (aspecto límpido, distintivo a la luz polarizada). El brechamiento y silicificación se produjeron durante la fase final de la deformación cataclástica cuando la roca era bastante quebradiza.

Tabla 1
ELEMENTOS MAYORITARIOS EN LOS METASEDIMENTOS MILONITIZADOS
(% en peso)

MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TOTAL
ZD129 (Chert verde grisáceo)	95,28	0,78	1,12	0,93	0,46	0,10	0,03	0,20	0,47	99,37
ZD53 (Chert blanco)	96,74	0,09	1,22	0,85	0,04	0,01	0,03	0,01	0,05	99,04

* Fe total como Fe₂O₃
Análisis por Komarsa C. A.

Estratigráficamente la evidencia de campo indica que los "Metasedimentos" son más antiguos que el Granito de Danto y que el dique intrusivo (d2), de composición original ultramáfica. Además, han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado que afectó igualmente a las rocas volcánicas silíceas de la Formación El Viejo, la Tonalita de Caño Roja y las intrusiones hipabisales d1, d2 y d3. Los suscritos postulan provisionalmente a los "Metasedimentos" como la unidad más antigua del área, que representaría los vestigios de sedimentos clásticos en aguas poco profundas. Probablemente fueron depositados en una plataforma continental (shelf-slope) sobre un basamento cristalino Pre-Cuchivero, antes o en parte durante la época de las erupciones volcánicas de la Formación El Viejo.

Los "Metasedimentos" se distinguen del Grupo Roraima por su carácter metamórfico y su estilo de deformación.

Formación El Viejo

Se designa con este nombre a la secuencia de rocas volcánicas ácidas, por ser la meseta de El Viejo, que puede definirse como localidad tipo, el afloramiento más representativo de la secuencia en el área. La secuencia volcánica está intrusionada por la Tonalita de Caño Roja y se presenta en forma de inclusiones con contactos abruptos contra esta última. La meseta de El Viejo ocupa unos 120 Km² y puede considerarse como un pendiente de techo de dimensiones considerables. Las demás inclusiones son más pequeñas, generalmente alargadas, con dirección NW. La secuencia está intrusionada además por numerosos diques (tipo d1 y d3) que también intrusionan la tonalita. Las rocas volcánicas, junto a la Tonalita de Caño Roja y los diques (d1 y d3) han sido afectados por metamorfismo regional de bajo grado en la facies de los esquistos verdes.

Sobre la base de su textura las rocas de esta formación pueden ser clasificadas y cartografiadas en 2 tipos: 1) depósitos resultantes de un flujo de cenizas (ashflow deposits) que abarcan desde las tobas soldadas (ignimbritas) hasta tipos menos consolidados y depósitos de cenizas de origen subaéreo. En un afloramiento las tobas e ignimbritas se interstratifican con areniscas originalmente arcillosas (matriz arcillosa: alrededor de 30 a 35% de sericita gruesa recristalizada; granos detríticos de cuarzo, con diámetro correspondiente a arenas finas y limo); 2) lavas intrusivas y extrusivas.

En la meseta de El Viejo, una parte central asimétrica expone lavas macizas (tipo 2), mientras que en otras partes las rocas son ignimbritas, cenizas no consolidadas, tobas y lapilis (tipo 1). Es posible que todo el cerro formara parte de un cono volcánico disectado. La porción de rocas macizas representaría las lavas de la chimenea central o más profundas y la porción circundante, las rocas eruptivas explosivas. Las estructuras fluidales en los depósitos por flujo de cenizas se reconocen fácilmente en el terreno y proporcionan un buen criterio para determinar la disposición de las rocas. Por la naturaleza del afloramiento es difícil precisar la disposición original; en el área estudiada parece tener una dirección general noroeste con altos buzamientos.

Petrográficamente las rocas varían desde riolitas alcalinas a cuarzo-latitas, con gran predominio de riolitas alcalinas, riolitas y riadacitas.

Las lavas macizas son siempre microporfiríticas; los fenocristales (diámetro de 3 a 4 mm) generalmente ocupan 25 a 45% de la roca y están representados por cuarzo (5-15%), feldespato-K (13-40%), plagioclasa (0-10%), magnetita (trazas hasta 1%) y minerales máficos originales alterados (0-1%).

Los fenocristales de cuarzo son generalmente granos claros y redondeados, a menudo con bordes muy corroídos. Muchos granos, aún cuando muy corroídos, muestran claramente la forma euédrica original con caras cristalinas bipiramidales; algunos granos están fragmentados y con aspecto angular. En algunas rocas los fenocristales originales de cuarzo compuesto, que presentan borde redondeado y corroído, han sido recristalizados en granos más pequeños. Todos los granos exhiben invariablemente extinción ondulatoria y a veces lamelas de Boehm (MOORHOUSE, 1959:41). Ocasionalmente los fenocristales de cuarzo con-

tienen inclusiones de la matriz vítrea original recristalizada.

Los fenocristales de feldespato-K ocurren como granos ligeramente alterados, euédricos a subeuédricos, tabulares y listonados, a menudo con bordes corroídos; algunos están fragmentados; la extinción ondulatoria es muy común. En muchos casos los granos presentan en forma indistinta y poco desarrollada, la macla en rejilla de microclino y un 2V moderado a grande que sugieren que el estado estructural del feldespato-K probablemente es intermedio entre el microclino y la ortoclasa.

Es posible que el feldespato-K no cristalizó en la fase de baja temperatura como aparece ahora, sino que fuera originalmente sanidino, el cual recristalizó posteriormente bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado. En muchos casos los granos de feldespato-K, exhiben naturaleza peritítica indistinta (cripto a micropertita).

Los fenocristales de plagioclasa se presentan como listones subeuédricos, a veces con borde corroído. Los granos muestran alteración saussuritica moderada a fuerte que a menudo enmascaran la macla de albita y carlsbad-albita. La composición de la plagioclasa es de oligoclasa ácida a albita.

Los fenocristales de magnetita ocurren como granos pequeños granulares. Los fenocristales máficos originales están completamente alterados a grumos de clorita-magnetita o clorita-biotita-magnetita sin retener la forma cristalina original.

La textura de la matriz de las rocas ha sido completamente modificada por la recristalización, que no es uniforme; presenta variación en las dimensiones de los granos, con textura esferulítica ocasional desarrollada en las zonas de grano más grueso. A veces, se desarrollan en la matriz texturas mirmekíticas y micropegmatíticas locales, en general alrededor de los fenocristales. La matriz, originalmente un vidrio volcánico ácido, es afanítica y consiste en material cuarzo-feldespático muy fino con proporciones menores de magnetita, sericita, clorita y biotita. Raramente se observa la estructura fluidal en surcos alargados e irregulares de material cuarzo-feldespático relativamente más grueso.

Las ignimbritas presentan generalmente fenocristales casi siempre fragmentados, que constituyen 5 a 7% de la roca; en su mayoría son de feldespato-K (4-7%) y cuarzo (de trazas hasta 1%) con o sin trazas de plagioclasa y magnetita. Las rocas también contienen ocasionalmente fragmentos angulares, deformados y achatados de pedazos (shards) de vidrio original (1%), compuestos hoy por granos de cuarzo muy finos. En algunas ignimbritas predominan fragmentos estirados y deformados de lapilis pumiceos originales (35-40%), con matriz félsica recristalizada de grano muy fino, poca magnetita y raros fenocristales de feldespato-K.

La matriz de las ignimbritas pese a la recristalización muestra la estructura fluidal reconocible por rastros de magnetita (polvo), trozos alargados de vidrio (actualmente compuestos de cuarzo), vesículas alargadas (compuestas por cuarzo y algo de magnetita), originalmente lapilis pumiceos deformados, y algunos fenocristales alineados. La matriz consiste en material cuarzo-feldespático con menor proporción de magnetita, sericita, clorita y epidoto.

El carácter metamórfico de las volcánicas de la Formación El Viejo, de facies de los esquistos verdes, se re-

conoce por: (i) la total recristalización de la matriz con desarrollo de texturas micropegmáticas y mirmekitas locales alrededor de fenocristales de plagioclasa; (ii) el estado estructural de baja temperatura del feldespato-K; (iii) el desarrollo de cripto y micropertitas en el feldespato-k (iv) el reemplazo de los fenocristales máficos originales por clorita-magnetita o clorita-biotita-magnetita y, (v) la cristalización de hojuelas de clorita y biotita en la matriz que a veces definen una esquistosidad incipiente.

Para fines comparativos se presentan (Tabla 2) la composición química, elementos mayoritarios, de las rocas de la Formación El Viejo y la de la Formación Riolita del Cenozoico de los Andes Chilenos (PICHLER y ZEIL, 1972).

El predominio de lavas muy silíceas, con valores altos de K_2O y $K_2O + Na_2O$, y alta relación K_2O/Na_2O con valores mayoritariamente superiores a 1,0 (0,88-2,35) las caracterizan como lavas calcalinas altas en K o shoshoníticas, típicas de un ambiente de borde continental o de Arco Andino (JAKES y WHITE, 1972; TALUKDAR, 1973; ROGERS *et al.*, 1974).

Tabla 2
COMPARACION ENTRE LA COMPOSICION QUIMICA DE LA FORMACION EL VIEJO Y FORMACION RIOLITA

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TOTAL
FORMACION EL VIEJO**	INTERVALO	68,41	11,17	0,20	1,68	0,01	0,04	2,67	4,09	0,32	
		76,48	14,31	0,90	3,65	0,20	0,93	4,66	7,50	1,20	
	PROMEDIO	72,75	12,35	0,50	2,75	0,05	0,28	3,68	5,07	0,64	98,07
FORMACION RIOLITA***	INTERVALO	82,5	12,6	0,17	1,01	0,3	0,9	3,0	2,9	0,9	
		74,9	16,3	0,82	5,59	2,5	4,9	3,8	4,8	1,4	
	PROMEDIO	70,2	14,4	0,40	2,54	0,9	2,4	3,5	4,0	1,2	99,34

* Fe total como Fe₂O₃
 ** 18 Muestras (análisis por Centro de Evaluaciones, M. M. H.)
 *** 54 rocas volcánicas de la Formación Riolita, Cenozoico de los Andes Chilenos (PICHLER y ZEIL, 1972: 430)

La petrología detallada y geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación El Viejo, se analiza y presenta en publicación aparte (TALUKDAR y COLVEE, 1975 b).

La posición estratigráfica de la Formación El Viejo es anterior a la Tonalita de Caño Roja, ya que aquella es intrusionada por ésta.

Tonalita de Caño Roja

Se ha designado Tonalita de Caño Roja a las rocas plutónicas intrusivas expuestas en la mitad sur del área en estudio, por el caño Roja pequeño afluente del río Parú. Aunque el río Parú sería una mejor referencia geográfica para la denominación de esta unidad, no se ha duplicado siguiendo al Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961) ya que el nombre de "Granitos del Parú" ya designa granitos intrusivos en el Grupo Roraima expuestos en la Serranía del Parú (COLVEE *et al.*, 1975). Estas rocas cubren alrededor de 260 Km². La composición indicada por su nombre es la composición predominante en esta unidad. El intervalo composicional va de tonalita a granodiorita, con una gradación completa entre los va-

rios tipos de rocas.

Hay buenos afloramientos de la Tonalita de Caño Roja a lo largo del río Parú. Esta es intrusiva en las volcánicas de la Formación El Viejo, presentes como inclusiones. Los contactos son abruptos. En la parte norte, la misma Tonalita de Caño Roja aparece como pequeñas inclusiones dentro del Granito de Danto que la intrusiona. La naturaleza de su contacto con éste parece ser abrupto a lo largo de la parte principal del cuerpo o en las inclusiones. A menudo se observan intrusiones hipabisales (d1, d3 y d4), de espesor variable y sus alineaciones son siempre paralelas a la foliación de las rocas graníticas. La foliación de la Tonalita de Caño Roja tiene una lineación noroeste, que varía entre N 40 W y N 75 W con buzamientos subverticales.

La foliación en las tonalitas está muy bien desarrollada, mientras que en la granodiorita a menudo es imperfecta. La foliación no está definida por minerales primarios; es secundaria, y está representada por minerales máficos alineados o recristalizados (hornblenda ± biotita ± clorita) y por la fábrica cataclástica.

La clasificación composicional utilizada para estas rocas es modal (Tabla 3) y se basa sobre el diagrama triangular de cuarzo-feldespato K-plagioclasa (Fig. 1a) de I.U. G.S. (1973).

El índice de color es alto (14-29) en las rocas tonalíticas y alrededor de 6 en las granodioritas. La Fig. 1b muestra el replanteo modal de las rocas en un diagrama cuarzo-feldespato-máficos. Las rocas de composición tonalítica presentan coloración oscura por su alto contenido en máficos. Los minerales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, hornblenda, biotita, clorita y epidoto con magnetita, esfena, apatita y zircón como accesorios (Tabla 3). El cuarzo se presenta como granos anhedrales formando un mosaico y exhibe textura tipo mortero. Los granos muestran fuerte extinción ondulatoria y los mosaicos ocupan generalmente las áreas intersticiales, casi siempre entre los cristales de plagioclasa. A veces los mosaicos de cuarzo presentan intensa granulación. En algunas secciones finas pequeños granos de cuarzo penetran también en las pequeñas fracturas de los cristales de plagioclasa. La asociación de mosaicos, granulación marginal, textura tipo mortero y cizallamiento indica un esfuerzo mucho mayor del representado por la extinción ondulatoria, y es resultado de la deformación cataclástica que prevaleció en el área.

Tabla 3
COMPOSICION MODAL DE VARIAS MUESTRAS DE LA TONALITA DE CAÑO ROJA (% en volumen)

MINERAL	MV125A	MV100	MV106	MV103	MV125	MV110	MV54B	
Cuarzo	32,8	17,9	28,0	21,8	25,5	26,4	22,6	
Plagioclasa	41,7	52,7	45,4	55,6	58,3	51,5	45,3	
Feldespato - K	1,1	1,1	0,7	0,8	0,6	7,7	26,3	
Hornblenda	14,3	10,7	8,8	8,5	8,6	Trazos	—	
Clorita + Biotita	3,8	10,2	8,4	8,3	6,2	9,4	4,9	
Magnetita	1,5	0,2	0,2	Trazos	1,2	0,4	0,4	
Epidoto	1,5	7,0	5,8	4,8	3,1	4,1	0,6	
Otros (1)	3,2	0,5	2,6	Trazos	0,6	0,6	Trazos	
CLASIFICACION	TONALITA						GRANO-DIORITA	GRANO-GRANITO

(1) Incluye: esfena, apatita y zircón

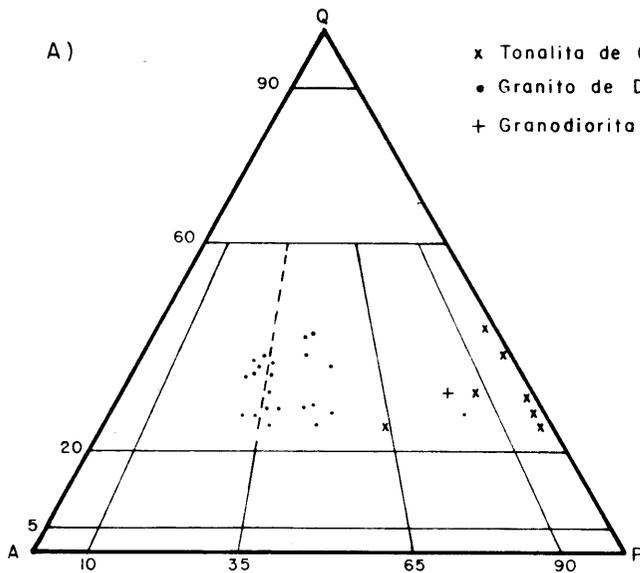
La plagioclasa está representada por granos de forma subhedral a anhedral y hábito tabular, con los bordes originales generalmente rotos (diámetro máximo de unos 5 mm). Los granos muestran alteración saussurítica. Las maclas están bastante enmascaradas, probablemente a causa de la deformación cataclástica. Sin embargo, son comunes las maclas polisintéticas; las maclas carlsbad-albita y periclino también están presentes. Muchos granos muestran plegamiento de las maclas; otros están fracturados y rellenos con cuarzo. Una proporción menor de fragmentos pequeños de plagioclasa se encuentra en la matriz cataclástica. La

anómalo azul intenso, típico de la pennina. La clorita puede haberse formado de la biotita y hornblenda por metamorfismo retrógrado relacionado con la deformación cataclástica.

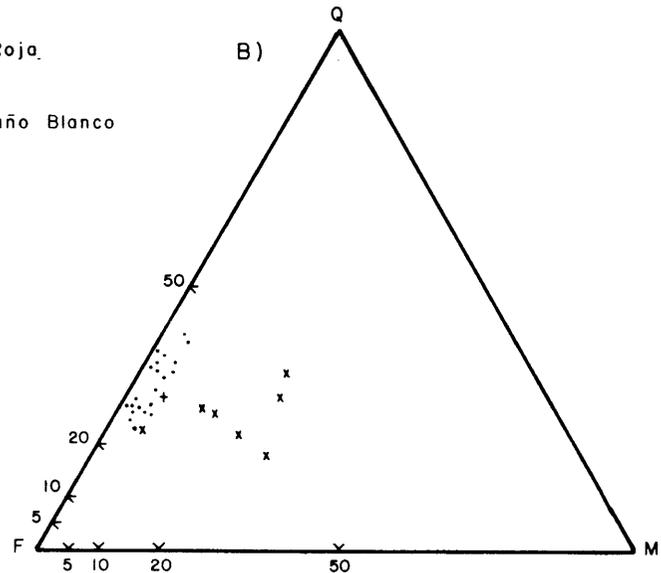
La biotita está en su mayor parte cloritizada debido al metamorfismo retrógrado; se presenta en hojuelas que muestran "kink bands" y plegamiento del clivaje. Probablemente se formó de la hornblenda como resultado de recristalización metamórfica.

El epidoto es un mineral secundario bastante común; ocurre en gránulos asociado con clorita, hornblenda, bio-

FIGURA - I



Datos modales de las rocas graníticas del área, en el diagrama de la IUGS (1973) Q=cuarzo, A=felds-alcalinos (felds - K, An₀₀₋₀₅), P=plagioclasa (An₀₅₋₁₀₀)



Datos modales de las rocas graníticas del área en un diagrama Q(cuarzo), F(felds - K+plagioclasa), M(máficos) En M se incluye los minerales máficos, los relacionados y los accesorios

extinción ondulatoria es común. La composición promedio de la plagioclasa va de oligoclasa ácida a albita (An₁₀).

El feldespato-K se presenta como granos anhedrales, a veces fracturados. Los granos son apertíticos o ligeramente pertíticos (en forma de hilos). La macla en rejilla está mal desarrollada y generalmente es indistinta. Los granos también presentan extinción ondulatoria.

La hornblenda se presenta como cristales prismáticos subidiomórficos. Algunos tienen hábito porfiroblástico y muestran estructuras en tamiz. Muchos granos están alineados paralelamente a la fábrica cataclástica. También hay prismas agrupados muy pequeños, que pueden disponerse al borde de cristales mayores de hornblenda o en forma de bandas esquistosas conjuntamente con clorita (\pm biotita). Aparentemente parte de la hornblenda en las rocas es metamórfica, mientras que en otros casos es resultado de la recristalización metamórfica de la hornblenda magmática original. El pleocroísmo es X = verde amarillento, Y = verde, Z = verde azulado, con $X < Y < Z$.

La clorita se presenta como hojuelas, a menudo en agregados. Algunos granos exhiben color de interferencia

tita, esfena y magnetita.

Los minerales accesorios comunes son: magnetita, esfena (a menudo en secciones rómbicas idiomórficas), apatita y zircón.

Según su textura, las rocas son de grano medio a grueso (WILLIAMS *et al.*, 1954:14) y presentan una fábrica cataclástica evidente con desarrollo ocasional de estructuras de tipo "augen". La foliación secundaria generalmente está definida por minerales máficos alineados (hornblenda \pm clorita \pm biotita). La textura hipidiomórfica original se preserva parcialmente en algunas rocas.

Las rocas de composición granodiorítica son de coloración más clara. Los minerales son cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, biotita, clorita, epidoto con magnetita y apatita como accesorios. El cuarzo se presenta en forma de granos anhedrales, intersticiales en los feldspatos; los granos a menudo son granulados formando mosaicos y con textura tipo mortero, todos con extinción ondulatoria. La plagioclasa se presenta muy saussuritizada en forma de granos tabulares, euhedrales a subhedrales; en algunas rocas, la forma original ha sido alterada y modificada a

causa del cizallamiento. La macla polisintética está enmascarada o destruída. La extinción ondulatoria es común. Algunos granos de plagioclasa muestran zonación normal y oscilatoria, lo que sugiere un origen magmático de las rocas. La composición promedio es oligoclasa ácida.

El feldespato-K se presenta en forma subhedral a anhedral, a veces con inclusiones de plagioclasa. Los granos a menudo están rotos y exhiben extinción ondulatoria. Son ligeramente pertíticos (en forma de hilos). La macla en rejilla de algunos granos está bastante bien desarrollada mientras que en otros es indistinta.

La biotita, parcial o totalmente cloritizada, se presenta asociada con clorita y magnetita.

El epidoto se presenta en cristales grandes, bien formados o en gránulos, y probablemente es el resultado de la alteración de la plagioclasa.

En su textura, las rocas tienen grano medio a grueso (en raros casos, el grano es muy fino, aplítico). En algunas rocas se reconoce una textura granular hipidiomórfica típica; en las demás la textura original está parcialmente destruída y reemplazada por la fábrica cataclástica.

Los intervalos y promedios químicos de los elementos mayoritarios en 6 muestras de tonalitas (composiciones modales: Tabla 3) se presentan en la Tabla 4. Por su contenido de K_2O y los valores de K_2O/Na_2O (intervalo 0,23-0,50, promedio 0,37) se comparan a las rocas calcálicas normales (NOCKOLDS, 1954; TAYLOR y WHITE, 1965).

La profundidad de emplazamiento de la Tonalita de Caño Roja corresponde a la zona transicional epizona-mesozona de BUDDINGTON (1959). Su naturaleza foliada en general y su conformidad con las alineaciones de las inclusiones son caracteres mesozonales, mientras que la ausencia de migmatitas, el contacto abrupto con las rocas encajantes y las condiciones metamórficas de éstas (facies de los esquistos verdes) son caracteres de epizona.

Tabla 4
COMPOSICION QUIMICA DE LAS TONALITAS DE CAÑO ROJA
(% en peso)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ ^a	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TOTAL
INTERVALO	60,97	15,87	0,69	5,34	1,08	3,05	4,02	1,22	0,44	
	66,04	16,94	1,42	7,55	2,77	6,22	5,82	2,71	1,68	
PROMEDIO	62,66	15,99	0,92	6,34	1,78	4,13	5,01	1,97	1,26	99,96

^a Fe total como Fe₂O₃
muestras N° MVI25A, MVI00, MVI03, MVI25, MVI10 y MVI06
Análisis por el Centro de Evaluaciones, M. M. H.

La evidencia del modo de emplazamiento es insuficiente para poder sugerir una conclusión definitiva. Sin embargo, parece estar regido estructuralmente y muy relacionado con la deformación regional y el metamorfismo.

Tectónicamente, la Tonalita de Caño Roja es de emplazamiento sintectónico-tardío, ya que su emplazamiento parece ser posterior a la deformación de la Formación El Viejo y de los "Metasedimentos", pero fue afectada a su vez por una deformación posterior y por metamorfismo regional de bajo grado. Una comparación de la Tonalita de Caño Roja con otras rocas plutónicas del área aparece en la Tabla 5.

TABLA 5
COMPARACION ENTRE LOS CUERPOS GRANITICOS

Edad relativa	→ mas jóvenes →		
	Tonalita de Caño Roja	Granito de Danto	Granodiorita de Caño Blanco
Composición mineralógica (Fig)	Predominantemente tonalitas intervalo tonalita-granodiorita.	Predominantemente monzogranito intervalo sienogranito-granodiorita.	Granodiorita.
Composición de las plagioclasas.	Oligoclasa a albita (An ₁₀) plagioclasa original albizada de bido al efecto del metamorfismo regional de bajo grado.	De An ₁₀ a An ₂₅ en el granito, oligoclasa-andesina con zonación oscilatoria y normal, ocasional en la granodiorita.	Oligoclasa-andesina, zonación oscilatoria y normal, omnipresente.
Índice de color	Comparativamente alto; 14-29 en la tonalita, alrededor de 6 en la granodiorita.	Comparativamente bajo; 1-5.	Alrededor de 5.
Minerales máficos	Predomina la hornblenda, recristalización metamórfica de la hornblenda mas formación de biotita, formación de clorita a expensas de la hornblenda y biotita debido al metamorfismo retrogrado asociado con la deformación cataclástica.	Biotita, fuerte cloritización debido al metamorfismo retrogrado asociado con deformación cataclástica.	Esencialmente biotita, rara la hornblenda, trazas de clorita.
Textura y estructura	Dominante la textura cataclástica, de moderada a fuerte la foliación.	Generalmente homófana, foliación imperfecta debido al desarrollo de "agujas" de feldespato K al sufrir fuerte deformación cataclástica.	Homófana, sin foliación primaria o secundaria.
Profundidad de emplazamiento	Transicional, epizona-mesozona.	Epizona.	Epizona.
Posición tectónica	Sintectónico-tardío.	Tectónico-tardío.	Post-tectónico.
Metamorfismo regional	Efectos de metamorfismo, facies de los esquistos verdes.	Ninguno.	Ninguno.
Metamorfismo dinámico o cataclástico	Presente, localmente dominante.	Dominante.	Ninguno.

Dique I: andesitas (d1)

Se encuentran frecuentemente diques andesíticos intrusivos en la Tonalita de Caño Roja y en las rocas volcánicas de la Formación El Viejo. Su espesor varía de 3 a 35 m. Los contactos de los diques con la Tonalita de Caño Roja no son abruptos y desarrollan cierta reacción; con las rocas volcánicas de la Formación El Viejo los contactos son muy abruptos. A su vez, estos diques están intrusionados por diques metabásicos (d3) más jóvenes, con contactos marcados. La alineación de los diques concuerdan con la foliación de la Tonalita de Caño Roja. Generalmente presentan alineaciones de N 30-35W con buzamientos subverticales; solamente en un lugar se encuentra un pequeño apófisis discordante alineado este-oeste.

En muestras de mano las rocas son de color gris, gris oscuro o gris verdoso; son microporfiríticas con proporciones variables de fenocristales de plagioclasa (2-3 mm) de color gris claro a blanco, dispuestos en una matriz afánítica gris oscuro-verdoso.

El estudio de las secciones finas revela un contenido de fenocristales de plagioclasa muy variable (10 a 75% de la roca); los fenocristales son granos idiomórficos a subidiomórficos, tabulares y listonados (dimensión máxima de 2 a 3 mm). Comúnmente, presentan intensa alteración saussurítica. En los granos no zonados hay maclas polisintéticas de albita y maclas combinadas de carlsbad-albita. Es frecuente la zonación normal y oscilatoria; sin embargo en muchos granos; tanto la zonación como las maclas están enmascaradas por la saussuritización. La mayoría de los granos presentan una porción fina marginal

rica en albita, cuyo borde externo es irregular. Raramente se desarrollan mirmekitas a lo largo del borde. La composición de la plagioclasa es variable: la parte interior tiene un intervalo de oligoclasa a andesina y la parte exterior es albita; la parte albitica exterior probablemente sea producto de recristalización metamórfica. Aparentemente no se produjo la recristalización completa de la plagioclasa, cuya composición quedó en desequilibrio a causa del metamorfismo regional de bajo grado que afectó las rocas.

La matriz de las rocas es de grano muy fino, holocristalina y consiste en proporciones variables de hornblenda (aprox. 1 a 20%), epidoto (2 a 15%), plagioclasa + cuarzo + feldespato-K (35 a 55%), biotita (trazas a 10%) clorita (trazas a 7%) y sericita (trazas a 5%); con magnetita, apatita y zircón como accesorios.

La hornblenda se presenta en prismas subidiomórficos a idiomórficos, en muchos casos con hábito acicular esparcidos por toda la roca, ocurriendo a veces en agregados o con o sin biotita. El esquema pleocroico es X = amarillo pálido, Y = verde, Z = verde azulado con $X < Y < Z$. Algunos granos muestran color más claro, pleocroísmo y ángulo de extinción de 20° ó menos, por lo que podrían ser actinolita.

La biotita se presenta en hojuelas formando agregados con hornblenda y clorita. El esquema pleocroico es X = amarillo, Y = Z = marrón amarillento, $X < Y = Z$.

El cuarzo se presenta como granos alotriomórficos muy pequeños, o como intercrecimiento micropegmatítico con el feldespato-K; la plagioclasa, como listones subidiomórficos muy pequeños que muestran alteración sericítica y saussurítica, maclas y zonación. El feldespato-K también ocurre como granos alotriomórficos acompañados de cuarzo y plagioclasa.

Los gránulos de epidoto generalmente se asocian con clorita o albita. La clorita y la sericita ocurren como hojuelas y son resultado del metamorfismo retrógrado asociado a la deformación cataclástica.

Las rocas exhiben textura volcánica; son microporfiríticas, con una matriz de grano muy fino holocristalina, que muestra textura micropegmatítica a lo largo del margen o en áreas entre los fenocristales de plagioclasa. El metamorfismo regional de facies de los esquistos verdes afectó estas rocas lo que se evidencia por: (i) la recristalización de hornblenda (+ actinolita) y biotita, a partir de un mineral máfico original, probablemente hornblenda; (ii) el margen albitico y raramente mirmekítico de la plagioclasa, y (iii) la textura micropegmatítica de la matriz.

Las rocas se describen petrográficamente como andesitas, sobre la base del predominio de fenocristales de plagioclasa ocasionalmente zonados, la ausencia de fenocristales de cuarzo y feldespato-K, la ocurrencia en forma de diques y la textura volcánica.

Las rocas tienen un contenido químico variable de SiO_2 (53,92 a 65,65% en peso), que las ubica en la gama andesita-dacita (TAYLOR, 1969; JAKES y WHITE, 1972). La diferencia con respecto a la clasificación petrográfica en algunas rocas se debe a la imposibilidad de estimar el cuarzo libre en la matriz. Los análisis químicos de 6 muestras, de diques diferentes se presentan en la Tabla 6. Las rocas tienen alto contenido en Al_2O_3 (16,62 a 19,08% en peso); el contenido de K_2O (0,61 a 1,54% en peso) y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,14 a 0,32) son bajos y se comparan con los de rocas calcalinas con bajo K (JAKES y WHITE, 1972).

Tabla 6
COMPOSICION QUIMICA DE LOS DIQUES ANDESITICOS
(% en peso)

MUESTRA	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	TOTAL
MV 104	53,92	17,80	8,19	0,84	2,89	7,19	5,77	1,54	1,82	99,96
MV 77	62,25	19,08	5,26	1,09	1,43	5,67	4,41	0,61	0,95	100,75
MV 75-B	63,56	16,62	5,17	0,38	1,61	5,46	4,58	0,80	1,76	99,96
MV 79	62,46	18,61	4,97	0,38	1,35	5,35	4,37	1,39	1,09	99,96
MV 73-B	63,05	17,09	4,83	1,12	1,29	5,58	4,57	0,84	1,59	99,96
MV III	65,65	17,88	3,46	0,36	0,90	4,75	5,05	0,89	1,00	99,94

* Fe total como Fe_2O_3

Análisis químicos por el Centro de Evaluaciones, M. M. H.

Las comparación química y petrografía de las rocas no indica correlación entre el contenido de los fenocristales de plagioclasa y el de CaO , Al_2O_3 y SiO_2 (Tabla 6), lo cual sugiere que la variación y diferenciación química de las rocas no puede relacionarse con el fraccionamiento de las plagioclasas, a nivel de intrusiones hipabisales. Además muestra que: (i) los fenocristales de plagioclasa en las rocas no existían en los magmas al tiempo de la intrusión pero pueden haber cristalizado bajo condiciones hipabisales; (ii) la variación química entre los magmas de los diques debe relacionarse con un fraccionamiento a niveles más profundos, probablemente en el depósito magmático de los diques.

Se desconocen en el área lavas de composición similar a la de estos diques; por lo tanto, no se ha podido comprobar si los diques pudieron ser la fuente de lavas andesíticas hoy totalmente erosionadas.

Dique II: esquisto actinolítico (d2)

El único afloramiento conocido de este tipo de roca intrusiva en el área estudiada es un dique delgado de unos 0,5 a 1,0 m de espesor. El dique muestra un contacto abrupto con los metasedimentos intrusionados originalmente por él. Se presenta como una roca esquistosa alineada N45-50W, con buzamientos verticales y concordante a la estratificación y/o a la esquistosidad incipiente paralela a la estratificación. Los metasedimentos al igual que el dique, ocurren como inclusiones dentro del Granito de Danto.

En muestras de mano, la roca tiene grano medio, de color verdoso y muestra esencialmente cristales de actinolita con escasos minerales de óxidos de Fe, los cuales se alteran y se desarrolla un borde marrón. El hábito de la actinolita imparte un aspecto esquistoso a la roca.

En secciones finas la roca es esencialmente monomineralica, compuesta enteramente por largos cristales prismáticos de actinolita en arreglo entrelazado con los óxidos de Fe y trazas de talco. Los cristales de actinolita tienen coloración muy clara y pleocroísmo incoloro a verde; muestran dos sistemas bien desarrollados de clivajes prismáticos del anfíbol y ángulo de extinción cercano a los 20° . La composición de la actinolita, sugerida por el color y la intensidad del pleocroísmo, parece aproximarse a la de la tremolita, miembro extremo de la serie tremolita-ferroactinolita (DEER, HOWIE y ZUSSMAN, 1969).

El grado metamórfico del conjunto mineral de la actinolita (—talco-mineral de óxido de Fe) corresponde a la facies de los esquistos verdes, similar a la de los metasedimentos asociados. No han quedado vestigios de textura ígnea en las rocas, que probablemente se originaron por el metamorfismo de rocas de composición piroxénica.

Respecto a la posición estratigráfica, la evidencia de campo y la petrografía indican: (i) el dique es más joven que los metasedimentos y más antiguo que el Granito de Danto, y (ii) su intrusión precedió al metamorfismo regional de bajo grado. Otras dos fases de diques, de composición andesítica y básica (d1 y d3 respectivamente), también afectados por metamorfismo regional de bajo grado, afloran en el área estudiada; sin embargo se desconocen sus relaciones de campo con estos diques actinolíticos (d2).

Los suscritos consideran a éstos como equivalentes estratigráficos de los diques básicos por lo siguiente: (i) la composición mineral del dique sugiere su derivación original de una piroxenita posiblemente relacionada a un magma básico que pudo ser también la fuente de los diques básicos, y (ii) los diques básicos, al igual que el dique de actinolita, son más jóvenes que los metasedimentos pero su intrusión precedió al metamorfismo regional.

Dique III: anfibolitas, metadoleritas, metagabros (d3)

En la parte sur del área estudiada se reconocen numerosos diques de rocas básicas metamorfizadas de espesores muy variables (0,15 a 300 m estimados). Los más delgados parecen ser de grano muy fino a fino, sin vestigio alguno de textura ígnea, mientras que los más espesos tienen grano medio y sí contienen relictos de textura ígnea. El dique con espesor estimado de 300 m desarrolla una faceta marginal de grano fino y una interna, más ancha, de grano grueso a muy grueso que muestra textura ofítica e intercúmulos.

Estos diques intrusionan a las rocas volcánicas de la Formación El Viejo, la Tonalita de Caño Roja y los diques andesíticos anteriores (d1), con contactos abruptos. Presentan direcciones preferidas entre N 35 W y N 60 W con buzamientos subverticales concordantes a la foliación de la Tonalita de Caño Roja o a la alineación de los diques andesíticos.

Petrográficamente consisten en anfibolitas, metadoleritas o gabros. Están compuestos por hornblenda (45-50%), plagioclasa (40-45%), epidoto (3-5%), cuarzo (1-5%), feldespato-K (0 a 5%), minerales de óxido de Fe (1-2%) y trazas de apatito, esfena y siderita. La hornblenda se presenta en granos prismáticos subidioblásticos a idioblásticos; el pleocroísmo es X = de amarillo verdoso a verde amarillento, Y = verde, Z = verde con tinte azulado, X < Y < Z.

La plagioclasa se presenta en granos subidioblásticos generalmente con hábito tabular; abunda la intensa alteración saussurítica que en la mayoría de los casos enmascara la macla polisintética de la albíta y el desarrollo combinado de la macla carlsbad-albíta o periclino menos frecuentes. La composición de la plagioclasa es albíta.

El epidoto se presenta como gránulos y como cristales; el cuarzo como granos alotriomórficos, ocasionalmente en áreas intersticiales. El feldespato-K sólo se encuentra en los gabros (grano grueso a muy grueso); en forma

anhedral, ocupa las áreas intersticiales y desarrolla buenas maclas de microclino. Tanto el cuarzo como el feldespato-K parecen haber sido introducidos en las rocas por intrusiones graníticas más recientes. Los óxidos de hierro a menudo ocurren como gránulos y raramente como cristales idiomórficos. Son raras las venas secundarias de epidoto y cuarzo.

Texturalmente el grano de las rocas es muy variable, de muy fino a muy grueso. En las de grano muy fino, que son los diques delgados o la facies marginal de diques bastante anchos, los cristales de hornblenda muestran orientación preferencial y las rocas han sido completamente recristalizadas sin dejar indicios de textura ígnea original. En los tipos de grano relativamente más grueso se observan texturas intergranulares a subofíticas, toscamente preservadas, de la dolerita original. La parte de grano grueso a muy grueso, del metagabro, presenta relictos de textura ofítica e intercúmulos.

El conjunto de minerales metamórficos de las rocas consiste en hornblenda-albíta-epidoto-esfena (cuarzo). La presencia de hornblenda en lugar de actinolita, la ausencia de clorita y la composición albítica de la plagioclasa indican que el conjunto es típico de la subfacies cuarzo-albíta-epidoto-almándino de la facies de los esquistos verdes (TURNER y VERHOOGEN, 1960; WINKLER, 1967).

El origen ígneo de las rocas metabásicas es sugerido por: (i) forma de dique, contacto abrupto contra las rocas más antiguas, uniformidad de la composición a lo largo del rumbo; (ii) textura ígnea remanente (dolerítica, ofítica e intercúmulos) en algunas rocas; (iii) intervalo composicional químico limitado (ver Tabla 7); (iv) tendencia tholeiítica de diferenciación; y (v) bajo Rb/Sr (0,11-0,17) comparable a los bajos valores de Rb/Sr (0,03-0,33) de las rocas basálticas metamorfizadas.

Los análisis químicos de dos muestras se presentan en la Tabla 7, la interpretación es provisional; podrá realizarse algo más precisa cuando se disponga de mayor número de análisis. En sus características químicas las rocas muestran tendencia al enriquecimiento de hierro de las series de rocas tholeiíticas. En un diagrama MgO-(FeO + Fe₂O₃), las rocas se ubican a lo largo de la tendencia tholeiítica de Thingmuli (BROWN y SCHAIRER, 1971:142), y en el diagrama de variación AFM a lo largo de la tendencia tholeiítica de diferenciación (TURNER y VERHOOGEN, 1960).

COMPOSICION QUIMICA DE LOS DIQUES METABASICOS (d3)

Muestra	Elementos Mayoritarios (% en peso)										Elementos trazas (ppm)						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TOTAL	Rb	Sr	Cu	Ni	Zr	Co	Zn
MV 105 (anfíbólita)	50,04	12,44	2,26	16,37	4,92	8,51	2,99	1,01	1,42	99,96	61	568	32	19	197	77	83
MV 101 (metadolerita)	54,96	17,49	1,01	10,89	1,62	8,19	4,96	2,02	1,79	100,51	41	258	29	27	126	26	90

* Fe total como Fe₂O₃
Análisis por el Centro de Evaluaciones, M.M.H.

La tendencia tholeiítica, y su alto contenido de K₂O y K₂O + Na₂O las distinguen del promedio de los basaltos calcálicos circunocéánicos (LEWIS, 1971:165). También difieren drásticamente de las tholeiitas oceánicas promedio (ENGEL *et al.*, 1965) por su SiO₂ más elevado, mucho más K₂O (1,01-2,02% en peso) una relación K₂O/Na₂O (0,34-0,41) más alta, y una relación K/Rb

más baja (137-409). Las rocas tampoco pueden compararse al promedio de los basaltos alcalinos oceánicos (ENGEL *et al.*, 1965) o al basalto alcalino olivínico continental (TURNER y VERHOOGEN, 1960) por presentar un contenido más alto en SiO₂, más bajo en TiO₂ y MgO, y por la tendencia tholeiítica.

Estas rocas podrían compararse mejor con los basaltos tholeiíticos continentales, en lo que respecta a los elementos mayoritarios (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ y MgO), pero se notan discrepancias con respecto a los contenidos de K₂O y Na₂O (más altos). Los suscritos sugieren que podrían representar un magma basáltico continental original no diferenciado, modificado en su composición química por la reacción de asimilación con rocas más ricas en alcalis durante su ascenso a través de la corteza continental pre-existente.

Aún se desconoce el significado de los diques básicos en cuanto a su posición en el tiempo, anterior al metamorfismo regional de bajo grado; podría indicar componentes ígneos máficos que a veces caracterizan a los cinturones pericratónicos móviles (DOUGLAS y PRICE, 1972). La intrusión de los diques probablemente se relaciona al régimen compresivo (NE-SW) que predominó en el área durante la orogénesis.

Granito de Danto

El Granito de Danto, aquí definido, aflora típicamente en el cerro Danto de donde toma su nombre. Abarca unos 395 Km² de extensión. Además del cerro Danto, se encuentran otros afloramientos en los pequeños cerros de las tierras altas o como grandes bloques en las sabanas.

Su composición incluye granodioritas y granitos que pueden cartografiarse separadamente. El contacto entre granodioritas y granitos en el campo es gradacional y posiblemente representa diferenciación original *in situ*. El granito es la composición predominante de la unidad.

Al norte del cerro Danto contiene una inclusión de metasedimentos. El contacto exacto del Granito de Danto con la Tonalita de Caño Roja no se observó en el campo; sin embargo, en la parte noreste del área, se reconoce una inclusión de la Tonalita de Caño Roja cortada por dique andesítico (d1 dentro del Granito de Danto). El contacto es muy abrupto y sólo se notan unos cuantos porfiroblastos de feldespato-K en las tonalitas.

Las rocas del Granito de Danto tienen grano medio a grueso; son homófanas salvo cuando están afectadas por deformación cataclástica. Ocasionalmente hay también fases locales aplíticas o de grano muy fino. Las vetas de cuarzo son muy comunes.

Los efectos de la deformación cataclástica se observan claramente en el terreno; provocan augengneis y/o una tosca textura gneílica en los granitos. En la zona milonítica donde la deformación cataclástica fue más intensa, el granito se ha convertido en un granito-milonítico laminado, extremadamente fino (*hartschiefer*). Muchas vetas de cuarzo están también cizalladas y debieron ser inyectadas antes de finalizar la deformación cataclástica.

La clasificación petrográfica de 21 muestras basadas en porcentajes modales se presenta en el diagrama A-P-Q (Fig. 1a), en donde todas las muestras caen dentro del campo de los granitos, con excepción de la muestra PF1-PC que es una granodiorita (Tabla 8).

Tabla 8
COMPOSICION MODAL DEL GRANITO DE DANTO
(% en volumen)

MINERALES	Granitos (21 muestras)		Granodiorita (1 muestra)
	Intervalo	Promedio	
Cuarzo	23,9 - 40,6	31,2	26,1
Plagioclase	19,2 - 37,6	25,9	57,2
Feldespato-K	29,4 - 49,3	39,5	12,4
Biotita + Clorita	0,6 - 3,6	2,1	4,1
Magnetita	Trazas - 1,9	0,4	0,2
Epidoto	Trazas - 1,9	0,4	0,6
Otros	Trazas - 1,7	0,5	0,2

Incluyen: muscovita, zircón, apatito y esfena

El índice de color es bajo; la Fig. 1b, muestra replanteos modales de las rocas en un diagrama cuarzo-feldespatos-minerales máficos (cabe señalar el campo tan preciso ocupado por estas rocas en comparación con el ocupado por las de la Tonalita de Caño Roja).

Las rocas de composición granodiorítica son de colores claros (gris blanquecino en muestras de mano) con índice de color entre 5 y 7. En sección fina, los minerales son cuarzo, plagioclase, feldespato-K y biotita; con clorita y epidoto como secundarios y magnetita, muscovita, zircón, apatito y esfena como accesorios.

El cuarzo se presenta como granos anhedrales, intersticiales respecto a los feldespatos; su borde contra las plagioclases es neto, mientras que entre granos individuales es irregular y muchas veces suturado. La extinción ondulatoria es común y muchos granos de cuarzo se forman por la ruptura de granos más grandes, indicativa de esfuerzos mayores.

La plagioclase ocurre como granos tabulares euhedrales. Algunos granos menores están incluidos parcial o completamente en el cuarzo. La parte central de los granos muestra alteración saussurítica. La macla carlsbad-albita es bastante frecuente y la del periclino rara. Muchos granos muestran zonación normal y oscilatoria bien desarrollada. La composición promedio es oligoclase; en los cristales zonados el rango de la parte central llega a la andesina.

El feldespato-K se presenta en granos anhedrales ligeramente pertíticos y muestra macla en rejilla indistinta.

La biotita se presenta en hojuelas subhedrales, a menudo agregadas. El esquema pleocroico es X = amarillo, Y = Z = marrón, X < Y = Z.

La clorita es producto de alteración en forma tanto de pequeñas laminillas asociadas a la biotita, como de alteración a lo largo del clivaje en la biotita.

Textualmente, las rocas son de grano grueso y presentan textura granular hipidiomórfica típica. La plagioclase es euhedral, mientras el cuarzo y el feldespato-K son anhedrales, lo cual sugiere la formación de la plagioclase anterior a la del cuarzo y feldespato-K en la secuencia de cristalización.

Las rocas de composición granítica son de coloración clara, generalmente blancas con un tinte rosado, e índice de color variable (1 a 5). En sección fina los minerales

son cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, y biotita (en menor proporción); con clorita y epidoto secundarios; y magnetita, muscovita, zircón, apatita y esfena como accesorios. El cuarzo generalmente ocurre como granos anhedrales, intersticiales en los feldespatos y muestra extinción ondulatoria y granulacion marginal. En muestras cataclásticamente deformadas, los granos de cuarzo están granulados, forman mosaicos y presentan textura de mortero.

La plagioclasa se presenta como granos subhedrales, tubulares o listonados. La alteración saussurítica es común y a veces más intensa en la parte central. La macla de la albita es muy común, mientras que la carlsbad-albita y la del periclino no son raras. Algunos granos exhiben zonación normal. Raramente algunos granos muestran un margen mirmekítico contra el feldespato-K. En sección fina las rocas cataclásticamente deformadas exhiben listones de plagioclasa que a menudo están distorsionados, rotados y fracturados; y planos de macla doblados. Las fracturas de los granos rotos están rellenas por cuarzo y/o clorita, biotita, magnetita y sericita. La composición de la plagioclasa es An₈₋₁₂.

El feldespato-K se presenta en granos subhedrales a anhedrales. Los granos son ligeramente peritéticos (del 2 al 5%) con distribución irregular de las laminillas de albita. Ocasionalmente las laminillas alcanzan del 5 al 10% en volumen del feldespato-K. Muchos granos desarrollan macla en rejilla, imprecisa o moderadamente bien formada. Son comunes también los granos no maclados. En respuesta a la deformación cataclástica los granos de feldespato-K presentan: (i) ruptura en fracturas subparalelas, más de un sistema en la mayoría de los casos; (ii) desplazamiento microscópico a lo largo de las microfracturas, y (iii) rotación de los granos rotos con mayor granulacion y arrastre a lo largo de la dirección de esfuerzo mínimo.

La biotita y la clorita están asociadas, y a menudo también con magnetita y epidoto. La cloritización parcial o completa de la biotita es corriente en las rocas estudiadas, debida al efecto retrógrado de la deformación cataclástica. A veces se encuentran hojuelas de clorita y biotita con o sin sericita, magnetita y epidoto a lo largo de fracturas o al borde de granos de feldespato y cuarzo. La esfena ocurre como gránulos anhedrales o en secciones rómbicas euhedrales. El zircón es euhedral y a menudo presenta zonación.

En su textura, las rocas que escaparon a la deformación cataclástica son generalmente homófnas, de grano grueso a medio, y presentan textura granular hipidiomórfica. Las variaciones locales aplíticas o de grano fino muestran textura granular alotrimórfica con o sin naturaleza porfirítica. En las rocas cataclásticamente deformadas se desarrolla una fábrica cataclástica superpuesta, que en muchos casos destruye completamente la textura ígnea original. La intensidad del efecto puede ser seguida a través de: granito-augengneis-granito flaser.

En la zona milonítica, donde los efectos cataclásticos son más intensos, el granito fue convertido a un granito milonítico laminado de grano muy fino en el que la textura granítica original se ha perdido completamente. Esta milonita se denomina *hartschiefer* (MOORHOUSE, 1959: 414). En sección fina la roca presenta bandeamiento de grano muy fino con alternancia irregular de bandas lenticulares y muy alargadas de: (i) esencialmente, un mosaico de cuarzo finamente triturado; (ii) un agregado fina-

mente triturado de feldespato-K y plagioclasa, y (iii) un agregado muy triturado de cuarzo, feldespatos con abundante sericita, clorita y magnetita. Raramente unos cuantos relictos de feldespato-K y plagioclasa ligeramente mayores (0,05 mm o menos) aparecen como granos flotantes en la masa. En algunas muestras el bandeamiento muestra recristalización de la sericita paralelamente a los planos axiales de los microplegamientos.

A veces se observan venas secundarias de epidoto, discordantes al bandeamiento de las rocas.

El análisis químico de dos muestras de milonita (*hartschiefer*) concuerdan con los análisis de los Granitos de Danto, y confirman su origen a partir de estos granitos (Tablas 9 y 10).

Tabla 9
COMPOSICION QUIMICA DE HARTSCHIEFER
(% en peso)

MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TOTAL
ZD 110	73,30	14,80	0,21	1,42	0,34	0,81	4,49	4,18	0,41	99,98
ZD 125	76,04	12,93	0,18	1,36	0,18	0,85	4,11	3,73	0,53	99,88

* Fe total como Fe₂O₃
Análisis por Komarsa C.A.

El intervalo y promedio de los elementos mayoritarios de 21 granitos y una granodiorita del Granito de Danto se presentan en la Tabla 10 (composición modal en Tabla 8).

Los aspectos petrológicos y químicos del Granito de Danto, serán publicados en detalle separadamente (TALUKDAR y COLVEE, 1975 c).

Tabla 10
COMPOSICION QUIMICA DEL GRANITO DE DANTO
(% en peso)

Oxido	Granitos (21 muestras) +		Granodiorita ^x (1 muestra)
	Intervalo	Promedio	
SiO ₂	70,38 - 78,15	74,11	68,73
Al ₂ O ₃	11,16 - 15,79	13,57	15,68
Fe ₂ O ₃ *	0,70 - 4,84	1,73	3,37
TiO ₂	0,08 - 1,16	0,34	0,38
MgO	0,08 - 0,51	0,25	0,76
CaO	0,14 - 2,32	0,71	3,86
Na ₂ O	2,25 - 4,61	3,78	4,89
K ₂ O	4,00 - 6,08	5,03	1,68
H ₂ O	0,24 - 0,89	0,53	0,65
Total		100,08	99,97

Análisis por Komarsa C.A.

En general las rocas graníticas muestran tenores altos en K₂O (4,0-6,05% en peso), en K₂O + Na₂O (7,55-10,0% en peso) y una relación K₂O/Na₂O bastante alta (0,87-2,4; generalmente >1,0) lo cual las hace comparables con rocas calcalinas altas en K o shoshoníticas (JAKES y WHITE, 1972).

La profundidad de emplazamiento del Granito de Danto corresponde a la epizona de BUDDINGTON (1959), de acuerdo a: (i) la textura magmática original;

(ii) la naturaleza homófana; (iii) su discordancia y contacto abrupto con las rocas encajantes, y (iv) el metamorfismo (facies de los esquistos verdes) de las rocas encajantes.

El Granito de Danto es tectónico tardío; intrusión la Tonalita de Caño Roja, sintectónica tardía. También es posterior al metamorfismo regional que afectó a la Tonalita de Caño Roja; sin embargo, sufrió la deformación cataclástica subsiguiente.

Edades determinadas (K/Ar) en biotita por la Universidad de Rice de dos muestras de granodiorita del Granito de Danto acusan 1588 ± 54 m. a. y 1599 ± 54 m. a. (Tabla 11). En vista que las evidencias de campo y petrográficas indican que el Granito de Danto no fue afectado por el metamorfismo regional que hubiera podido alterar la edad radimétrica original estas edades K/Ar deben estar cercanas a la edad de la cristalización.

En la Tabla 5 se presenta una comparación del Granito de Danto con otras intrusiones graníticas.

Granodiorita de Caño Blanco

Se conoce poco sobre este cuerpo granítico aquí definido, expuesto en forma de un pequeño plutón en el caño Blanco y río Parú, aparentemente intrusivo en la Formación El Viejo y en la Tonalita de Caño Roja (el contacto exacto no ha sido observado). Su relación en el tiempo con el Granito de Danto también se basa sobre evidencia indirecta, ya que sus afloramientos en el área se excluyen mutuamente.

Tabla 11
DETERMINACION DE EDAD (K/Ar) DEL GRANITO DE DANTO

MUESTRA	MINERAL	K % en peso	A_{740}^{40} Radiogénico		EDAD
			RAMO-MOLECULAR	(%)	
PFI PC-1	Biotita	5,150	22,847	96,91	$1588 \pm 54,4$ m. a.
PFI PC-2	Biotita	5,150	23,090	98,73	$1599 \pm 54,5$ m. a.

Localización: pista de Rancho Pando al pie del cerro Parú
Análisis por Universidad de Rice, Texas, E.E.U.U.

No presenta indicios del metamorfismo regional o deformación cataclástica subsiguiente que afectaron a las rocas adyacentes, lo cual sugiere que su intrusión fue posterior y por ende también posterior al Granito de Danto.

En el terreno las rocas de este cuerpo granítico parecen tener textura y mineralogía uniformes. En muestras de mano la roca es de grano grueso y muestra una distribución uniforme de biotita (5-6% de la roca) euhedral (5-7 mm) que le imparte aspecto moteado.

La composición modal de una muestra representativa MV95-b (Tabla 12), replanteada en un diagrama A-P-Q, cae dentro del campo de las granodioritas (Fig. 1a). También ha sido replanteada en un diagrama cuarzo-feldespato-máficos (Fig. 1b). La composición química de la muestra es dada en la Tabla 12.

En sección fina los minerales esenciales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato-K y biotita, con pequeñas cantidades de hornblenda, clorita, epidoto, magnetita, apatita y esfena. El cuarzo se presenta en granos grandes anhedral ocupando áreas intersticiales entre feldespatos; exhibe extinción ondulatoria; no presenta granulación marginal.

Tabla 12
COMPOSICION QUIMICA Y MODAL DE LA MUESTRA MV95-b DE LA GRANODIORITA DE CAÑO BLANCO

Análisis MINERALES	Modal % en vol.	Análisis Químico*	
		Oxidos	% en peso
Cuarzo	29,2	SiO ₂	67,38
Plagioclasa	52,2	Al ₂ O ₃	17,97
Feldespato-K	12,7	Fe ₂ O ₃ **	2,86
Biotita	5,1	TiO ₂	0,30
Hornblenda	Trazas	MgO	0,61
Clorita	Trazas	CaO	3,63
Magnetita	Trazas	Na ₂ O	4,81
Epidoto	0,8	K ₂ O	2,04
Otros†	Trazas	H ₂ O	0,35
		Total	99,95

*Fe total como Fe₂O₃

*Análisis por el Centro de Evaluaciones, M. M. H.

†incluyen apatita y zircón

La plagioclasa ocurre como granos tabulares anhedral saussurítizados, en su mayoría con zonación tanto oscilatoria como normal, siendo la más común la primera. Las maclas de albita y carlsbad-albita se desarrollan sólo cuando la zonación es menos evidente. Los granos tienen bordes rectos y abruptos con el cuarzo y el feldespato-K; a veces están incluidos en el cuarzo. Se observan márgenes mirmekíticos con el feldespato-K. La composición de la plagioclasa es variable entre oligoclasa y andesina.

Los granos anhedral de feldespato-K ocupan áreas intersticiales, su cristalización posterior a la de la biotita se desprende de la relación existente entre ambos. La peritita es rara, en forma de hilillos cuando está presente. La macla en rejilla del microclino está bastante bien desarrollada.

La biotita aparece en granos euhedrales a subhedrales, pleocroicos: X = amarillo verdoso, Y = Z = marrón, X < Y = Z. La hornblenda ocurre en trazas en forma de granos prismáticos, pleocroicos de verde amarillento a verde.

Las rocas son de grano grueso y textura granular hipidiomórfica típica. La plagioclasa zonada es el primer mineral a cristalizar, seguida por cuarzo y feldespato-K; la cristalización de los máficos (hornblenda y biotita) parece haber sido anterior a la del cuarzo y feldespato-K. No se observa deformación cataclástica alguna en las rocas.

La textura magmática típica, naturaleza homófana, aparente contacto intrusivo con las rocas adyacentes y el metamorfismo (facies de los esquistos verdes) de las rocas encajantes, sugieren una profundidad de emplazamiento de epizona. La Granodiorita de Caño Blanco es post-tectónica, más joven que el Granito de Danto (tectónico-tardío) y que la deformación cataclástica subsiguiente.

En la Tabla 5 se compara la Granodiorita de Caño Blanco con el Granito de Danto y la Tonalita de Caño Roja.

Grupo Roraima

En el área estudiada el Grupo Roraima está bien representado en el cerro Parú, cuerpo sedimentario subhorizontal (con espesor aprox. de 400 m) que suprayace

en forma discordante al Granito de Danto y la Tonalita de Caño Roja.

Una falla vertical de dirección este-oeste provocó que la parte sur del cerro Parú en el área ascendiera en relación a la parte norte. La falla afectó el basamento cristalino y a los sedimentos de Roraima, notándose arrastres locales de éstos a lo largo del plano de falla. Un remanente erosivo muy pequeño y delgado aflora al oeste de la punta del cerro Parú, adyacente al río Parú.

El Grupo Roraima es predominantemente arenoso. La mayoría de las areniscas son arenitas cuarzosas (quartzarenite), en menor proporción subarcosas, arenitas sublíticas y arcosas (según FOLK, 1968). Finas bandas originalmente limolíticas y argilíticas en las cuales la matriz arcillosa ha sido parcial o completamente reemplazada por óxidos de Fe (hematita, goethita o limonita secundaria), alternan con capas más gruesas de arenisca. Se observan algunos escasos conglomerados arcillosos intraformacionales. La estratificación cruzada y las rizaduras de corriente son comunes en las limolitas y areniscas.

Las arenitas cuarzosas raramente contienen más de 5% de cemento. El resto (95% o más de la roca) comprende granos de cuarzo individuales detríticos (alrededor del 93%), y una menor proporción de granos de cuarzo y de tipo "chert" (alrededor del 2%).

Los granos individuales de cuarzo generalmente son subredondeados y presentan un sobrecimiento retrabajado lo cual sugiere retrabajo de sedimentos tempranos. Los bordes originales de los granos son visibles por la distribución de inclusiones mínimas de óxidos de Fe y exhiben naturaleza subredondeada a bien redondeada y alta esfericidad de los granos originales. La mayoría de los granos muestran diminutas inclusiones de rutilo; también presentan extinción ondulatoria y ocasionales lamelas de Boehm (MOORHOUSE, 1959:41). En su mayoría se originaron de cuarzo plutónico y algunos de cuarzo volcánico.

Una proporción menor de granos detríticos son de: (i) cuarzo compuesto, subredondeado, posiblemente proveniente de rocas graníticas cataclásticamente deformadas o de metacuarcitas, y (ii) granos subredondeados de material cuarzo-feldespático de grano muy fino (aspecto de chert), seguramente provenientes de una matriz volcánica ácida recristalizada.

El escogimiento de los granos es moderado, y presenta alta esfericidad. La matriz es tanto arcilla como sílice, u óxidos de Fe. Son raros los minerales pesados, aunque a veces se encuentran zircones redondeados.

Las arenitas cuarzosas del Grupo Roraima son bastante maduras, y su predominio sugiere una combinación de factores en la sedimentación: fuente de aporte tectónicamente estable, ligeras pendientes, transporte largo y retardado y considerable retrabajo.

Las proporciones menores de areniscas de tipo arenita sublítica, subarcosa y arcosa se deben a la adición de feldespatos detríticos y fragmentos de matriz volcánica y cuarzo compuesto en los sedimentos y representan desviaciones menores de las condiciones estables.

MARCUCCI (1974) realizó desmuestra sistemático del Grupo Roraima en el cerro Parú a lo largo de la meseta de La Cobija ("Mc" en el mapa). De 65 muestras 44 carecen de mineralización y el resto (21) están mineralizadas con óxidos de Fe. Las primeras fueron clasificadas por él en base a su composición química, siguiendo a PETTI-

JOHN, POTTER y SIEVER (1972, modificada de DOTT, 1964). Según ésta, el límite entre las vacas y las arenitas corresponde a un 15% de matriz. De las 44 muestras restantes, 39 son arenitas cuarzosas, 3 subarcosas y 2 arenitas sublíticas; la composición promedio es arenita cuarzosa. Esta clasificación es comparable con la de FOLK (1968) utilizada aquí ya que la matriz en estas areniscas constituye menos del 10% de la roca.

Diques y sills IV: básicos (d4)

En el área estudiada se encuentran diques de dolerita y basalto intrusivos en la Tonalita de Caño Roja, de espesor variable 1 a 4 m y con delgadas zonas de enfriamiento marginales. Se distinguen de los diques metabásicos (d3), del área por el conjunto de sus minerales no metamórficos.

En la meseta de Boro (fuera del área estudiada) y ubicada en el centro de la serranía del Parú; estos diques básicos no metamorfizados intrusionan al Grupo Roraima, lo cual indica su edad más reciente.

En sección fina los minerales esenciales son plagioclasa (45-50%), clinopiroxeno (augita, 5-10%), anfíbol (uralita alrededor de 30-40%), óxidos de Fe (1-5%), clorita (0-2%), apatito (trazas) y cuarzo (trazas). La plagioclasa es subhedral a euhedral y comunmente muestra alteración saussurítica; abundan las maclas de la albita y carlsbad-albita; muchos granos exhiben zonación normal y oscilatoria. La composición de la plagioclasa es labradorita (An_{50-55}). En rocas de grano fino hay dos generaciones de plagioclasa: (i) algunos fenocristales grandes (máx. 5 mm) y, (ii) pequeños listones (de 1 mm o menos) que forman textura intergranular subofítica con el clinopiroxeno alterado.

El clinopiroxeno se preserva como vestigios de un núcleo que se identifica como augita ($2V_z=45-50^\circ$); se altera totalmente en forma marginal o reteniendo relictos de clinopiroxeno y uralita. La uralita es un anfíbol fibroso de hábito acicular, pleocroico en verde pálido y de composición actinolítica. Los óxidos de Fe son granos subhedrales o formas esqueléticas originadas por la unión de pequeños granos octaédricos. La clorita a veces forma un borde exterior alrededor de la uralita. Las trazas de cuarzo aparecen como granos anhedrales en las áreas intersticiales.

Las rocas son de grano fino a medio y textura subofítica e intergranular. La alteración del clinopiroxeno a uralita y clorita, y la alteración saussurítica de la plagioclasa son resultados de la acción neumatolítica de fluidos magmáticos residuales, ricos en agua.

La composición química de una muestra se presenta en la Tabla 13.

Tabla 13
COMPOSICION QUIMICA DE UN DIQUE BASICO (d4)
(% en peso)

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
MV 71-A (dolerita)	49,66	13,38	1,87	15,73	6,11	7,48	3,18	0,89	1,66	99,96

* Fe total como Fe₂O₃
Análisis por el Centro de Evaluaciones, M.M.H.

La intrusión de los diques y sills se relaciona a fracturas tensionales desarrolladas durante el arqueamiento epirogénico del basamento en tiempo Post-Roraima. La coincidencia de la alineación de los diques con la foliación de la Tonalita de Caño Roja en el área estudiada sugiere la influencia del grano de las rocas cristalinas como respuesta al arqueamiento.

METAMORFISMO REGIONAL

En el área del estudio todas las unidades litológicas anteriores al Granito de Danto fueron afectadas por el metamorfismo regional de bajo grado. La Tabla 14 pre-

senta los tipos de rocas, efectos metamórficos, agregados minerales y facies correspondientes del metamorfismo regional; los datos sugieren que el metamorfismo (facies de los esquistos verdes) abarcó desde un grado extremadamente bajo hasta el grado más alto de esta facies. Las composiciones mineralógicas corresponden a las sub-facies cuarzo-albita-muscovita-clorita, cuarzo-albita-epidoto-biotita y cuarzo-albita-epidoto-almandino de la facies de los esquistos verdes del tipo Barroviano (WINKLER, 1967), que según MIYASHIRO (1961) contienen agregados minerales desarrollados bajo presiones metamórficas intermedias.

TABLA 14
CONJUNTOS MINERALOGICOS DE METAMORFISMO REGIONAL

Tipo de rocas	Evidencia de recristalización por metamorfismo.	Conjuntos mineralógicos	Subfacies de la facies de los esquistos verdes.
Riolita, riodacita, cuarzo-latita (Form. El Viejo). Textura volcánica porfirítica en todas las rocas.	(i) el feldespato-K oscila entre la ortosa y el microclino, y no sanidino (ii) completa recristalización del vidrio volcánico ácido con desarrollo ocasional de intercrecimiento micrográfico y micropegmatítico; y (iii) cristalización metamórfica de la clorita y biotita; a veces, éstos definen una esquistosidad incipiente.	Cuarzo-feldespato-K (Or. ó Mi)-albita-clorita Cuarzo-Feldespato-K-albita-biotita-clorita.	Sub-facies cuarzo-albita-muscovita-clorita. Sub-facies cuarzo-albita-epidoto-biotita.
Subarcosa-ortocuarcita (unidad metasedimentaria)	(i) recristalización de partes de la matriz arcillosa en muscovita, biotita y clorita; (ii) desarrollo de esquistosidad incipiente paralela a la estratificación.	Cuarzo-feldespatos-muscovita-clorita-biotita.	Sub-facies cuarzo-albita-epidoto-biotita.
Esquisto actinolítico (píroxenita original: d2).	(i) conjunto mineralógico metamorfismo; (ii) esquistosidad.	Actinolita (Talco-óxidos de Fe).	Sub-facies cuarzo-albita-epidoto-biotita.
Andesita (d1) retiene la textura porfirítica original.	(i) cristalización metamórfica de la hornblenda, actinolita y biotita debida probablemente a la hornblenda original; (ii) recristalización de la matriz; localmente se nota intercrecimiento micropegmatítico.	Hornblenda-actinolita-biotita-plagioclasa-epidoto-cuarzo-feldespato-K. Hornblenda-plagioclasa-epidoto-cuarzo-feldespato-K.	Sub-facies cuarzo-albita-epidoto-biotita. Sub-facies cuarzo-albita-epidoto-almandino.
Rocas metabásicas (d3 metadolerita, anfibolita, metagabro). Textura dolerítica relicto, en las rocas de grano medio. Textura ofítica e intercúmulos en las de grano grueso.	(i) textura anfibolítica metamórfica; (ii) conjunto mineralógico metamórfico.	Hornblenda-albita-epidoto (cuarzo-óxidos de Fe-esfena).	Sub-facies cuarzo-albita-epidoto-almandino.
Tonalita de caño Roja.	(i) foliación secundaria (metamórfica); (ii) cristalización metamórfica de la hornblenda y biotita, derivada de hornblenda original.	Plagioclasa (albita)-cuarzo-hornblenda-biotita-(epidoto-esfena-feldespato-K).	Sub-facies cuarzo-albita-epidoto-almandino.

DEFORMACION CATACLASTICA Y MILONITIZACION

La deformación cataclástica extensiva a toda el área, tuvo lugar antes de la intrusión de la Granodiorita de Caño Blanco (post-tectónica). Sus efectos se reconocen claramente en la textura y minerales de los "Metasedimentos", Tonalita de Caño Roja, Granito de Danto y vetas de cuarzo asociadas. Las rocas volcánicas de la Formación El Viejo y los diques hipabisales no exhiben texturas alteradas por deformación cataclástica probablemente debido al grano muy fino, aunque la cloritización local sugiere un efecto retrógrado asociado con este tipo de deformación.

Las alineaciones de la deformación asociadas al efecto cataclástico, concuerdan con la foliación secundaria de la Tonalita de Caño Roja y con el incipiente clivaje y estratificación de los "Metasedimentos", lo cual indica la estrecha relación entre la deformación cataclástica y el metamorfismo regional. De hecho en algunas rocas de la Tonalita de Caño Roja la textura indica también que la recristalización metamórfica y la deformación fueron simultáneas y que la última se debió al "flujo" resultante de una recristalización continua. Los suscritos opinan que la deformación cataclástica estuvo relacionada al esfuerzo prevaleciente durante el metamorfismo regional, y su intensidad se debió a la deformación acumulada cuando había cesado de actuar el factor temperatura del metamorfismo regional.

En el área, la deformación cataclástica, localmente muy intensa, provoca el desarrollo de una zona milonítica bien definida al norte (ver mapa). Esta zona abarca rocas similares en ambos lados: las rocas tipo "chert" (ultramilonita) derivadas de los metasedimentos y el granito milonítico derivado del Granito de Danto (Tabla 15).

TABLA 15
Rocas de la zona milonítica

Roca original	Milonitización	
	Fase principal	Fase "declinante"
Metasedimento (ortocuarcita).	Desarrollo de roca "tipo chert" (ultramilonita).	Brechamiento de la ultramilonita, inyección de vetas de cuarzo, introducción del material de las vetas de cuarzo entre los fragmentos y deformación subsiguiente; también introducción de epídoto rellenando la milonita brechada.
Granito de Danto (granito homófano, grano medio a grueso).	Desarrollo de granito flaser y granito milonítico finamente laminado (hartschiefer).	Recristalización del mosaico de cuarzo muy triturado y recristalización de pequeñas hojuelas de sericitas dispuestas en ángulo a la laminación.

RELACION ENTRE EL METAMORFISMO, LA DEFORMACION Y EL PLUTONISMO

Para establecer la secuencia de los eventos interrelacionados que produjeron la deformación, el plutonismo y el metamorfismo, se requieren estudios más detallados. Los datos disponibles sugieren que la secuencia probablemente se inició con la deformación, la cual produjo plegamiento (isoclinal?), enterramiento más profundo de los "Metasedimentos" y de la Formación El Viejo y posiblemente metamorfismo de enterramiento. El metamorfismo regional posiblemente se inició durante el plegamiento pero la fase principal manifiesta en las rocas, debió ocurrir des-

pués del plegamiento principal de la intrusión de la Tonalita de Caño Roja (sintectónica-tardía) y de las fases de diques (d1, d2 y d3).

El metamorfismo regional del área no está relacionado directamente a la Tonalita de Caño Roja, por dos criterios: (i) la distribución de las rocas metamórficas no indica variación sistemática alguna en relación al "borde" de la Tonalita de Caño Roja; y (ii) la misma ha sufrido los efectos de metamorfismo regional de bajo grado y muestra cristalización de los minerales sin-cinématicos y post-cinématicos.

Es probable que el metamorfismo regional del área se debiera a un aumento general del gradiente geotérmico causado por transferencia de calor desde los niveles profundos de la corteza y el manto, a través de inyecciones de magma durante el desarrollo orogénico.

El esfuerzo regional se mantuvo aún después del metamorfismo regional, y favoreció la intrusión del Granito de Danto, tectónico-tardío, y la subsiguiente deformación cataclástica y milonitización del área.

Se desconoce la edad absoluta del metamorfismo regional. La datación de la edad de la Tonalita de Caño Roja por los métodos de Rb/Sr (hornblenda) y K/Ar (roca total) debería proporcionar la edad de la fase principal del metamorfismo regional de bajo grado.

CORRELACION REGIONAL Y EDAD

Se ha intentado aquí una correlación estratigráfica regional de distintas áreas del cinturón orogénico de Cuchivero en el Territorio Federal Amazonas y Distrito Cedeño, que se presenta en el Cuadro Estratigráfico (Tabla 16).

Se han modificado los esquemas estratigráficos originales de McCANDLESS (1965, 1966, 1968) y RIOS (1972) en el Distrito Cedeño, Estado Bolívar al incorporar ciertas determinaciones de edad.

La Formación El Viejo en el área del estudio debería ser a "grosso modo" equivalente en el tiempo de la Formación Caicara en el Distrito Cedeño, y/o de la Formación Yaví al norte del TFA. Todas estas unidades seguramente representan partes de un arco volcánico silíceo existente durante las primeras fases del desarrollo de la Provincia Estructural de Cuchivero. Es posible, sin embargo, que puedan representar diferentes fases extrusivas separadas por cortos intervalos de tiempo (comparar los intervalos de las extrusiones de las formaciones Riolita y Andesita de las partes central y sur de los Andes; PICHLER y ZEIL, 1967, 1972; ZEIL y PICHLER, 1967; FERNANDEZ *et al.*, 1973).

Los "Metasedimentos" representan sedimentos clásticos afectados por condiciones metamórficas (facies baja de los esquistos verdes) y posiblemente equivalen a la Formación Cinaruco de McCANDLESS (1965). MENDOZA (1972) a su vez sugiere la equivalencia de la Formación Cinaruco con la Formación Roraima. Los suscritos consideran que la primera representa los restos de una secuencia sedimentaria clástica de la Provincia de Cuchivero, y distinta del Grupo Roraima por su carácter metamórfico y estilo de deformación. En el TFA podrían encontrarse posibles equivalentes en las zonas: Avispa-Neblina, Ori-

noco-Casiquiare, norte del río Yureba, y lengua del río Asita. Estas consideraciones se basan sobre la disposición estructural de ciertas áreas observables en las imágenes de radar de visión lateral. SELLIER de CIVRIEUX (1966) señala la presencia de un equivalente de la Formación Cinaruco en la región de La Esmeralda, TFA (Formación Esmeralda). En el área de Puerto Ayacucho, se observan dos pequeñas inclusiones de arenisca afectada por metamorfismo de bajo grado dentro de granito rapakivi (Granito de Parguaza), y se ha sugerido que podrían pertenecer a la Formación Cinaruco (SZCZERBAN, 1974).

Se conocen diques básicos metamórficos en el Territorio Federal Amazonas y Distrito Cedeño, fácilmente correlacionables por su composición mineralógica y su grado metamórfico.

La correlación de las rocas graníticas, con excepción del Granito de Parguaza (rapakivi), es bastante difícil ya que sus características petrológicas no están bien definidas. Aquí se han correlacionado provisionalmente entre sí sobre la base de sus edades relativas y de las descripciones generales disponibles.

Los suscritos incluyen todas las unidades de la Provincia de Cuchivero en el Grupo Cuchivero, que según MENDOZA (1972) es equivalente del Supergrupo Cedeño.

Los alcances de la edad radimétrica de los granitos del Grupo Cuchivero son de 1875 a 1440 m.a. El volcanismo ácido antecede a los episodios plutónicos; no se dispone de datos radimétricos. Es posible que el Grupo Cuchivero represente el período entre 1900-1400 m.a. que incluiría la sedimentación clástica, el volcanismo ácido explosivo y las fases de intrusión granítica y deformación.

El Grupo Roraima separado del Grupo Cuchivero en el TFA por una discordancia erosional de extensión regional, debe ser posterior a la intrusión granítica más reciente del grupo (1440 m.a.). La determinación de edades de los diques básicos y del Granito de Parú, intrusivo en el Grupo Roraima podrían precisar los conocimientos en este sentido.

HISTORIA GEOLOGICA

En las rocas del área se ha preservado una parte considerable de la historia geológica del Precámbrico, que se inicia con el desarrollo de la Provincia de Cuchivero y puede reconstruirse en líneas generales.

Sobre una corteza continental preexistente se desarrolló una plataforma o miogeosinclinal que recibió el aporte de sedimentos clásticos de origen continental en aguas poco profundas ("Metasedimentos"). Esta corteza antigua, desconocida en el área, se postula formada por las Provincias Estructurales de Imataca y/o Pastora del Escudo de Guayana, y podría estar expuesta en forma de remanentes de corteza Pre-Cuchivero removilizada dentro del cinturón orogénico del Cuchivero. En la parte externa de este mar poco profundo se desarrolló un arco volcánico de tipo Andino (HAMILTON, 1969; BURCHFIEL and DAVIS, 1972; TALUKDAR, 1973) con erupción de lavas silíceas subaéreas, tobas e ignimbritas (Formación El Viejo), que con el tiempo posiblemente forzaron el cese de la sedimentación. Estas rocas supracorticales clásticas y volcánicas fueron deformadas por una compresión orogénica noreste-suroeste, que provocó enterramiento profundo, metamorfismo de enterramiento de bajo grado y posible-

mente metamorfismo regional de muy bajo grado. A esto siguió la intrusión de un cuerpo granítico sinéctico-tardío, transicional epizonal-mezozonal (Tonalita de Caño Roja) cuyo emplazamiento probablemente estuvo regido estructuralmente. Diques andesíticos (d1), básicos y ultrabásicos (d2 y d3) intrusieron poco después, también probablemente relacionados a los esfuerzos compresivos noreste-suroeste.

Se produjo luego un metamorfismo regional de las facies de los esquistos verdes cuya temperatura se redujo progresivamente mientras persistía aún la deformación asociada al esfuerzo regional. A esta época corresponde la intrusión del Granito de Danto, cuerpo epizonal tectónico-tardío. La deformación cataclástica relacionada al mismo esfuerzo regional afectó el área y localmente alcanzó intensidad suficiente para producir milonitización. Se anticipa la presencia de otras zonas miloníticas, ya sea en el área estudiada o en regiones circunvecinas.

Esto fue seguido por la intrusión de la Granodiorita de Caño Blanco, pequeño cuerpo granítico post-tectónico, discordante, epizonal.

Lo anterior proporciona una secuencia de los eventos del Grupo Cuchivero y muestra el desarrollo de la Provincia Estructural de Cuchivero desde sus principios hasta sus fases post-tectónico, en el área del estudio. El prolongado levantamiento y erosión del cinturón orogénico y su reducción subsiguiente a un bloque cratónico estable expone principalmente rocas epizonales.

Las fases finales de la historia geológica serían: (i) la sedimentación clástica madura, epirogénica o post-orogénica del Grupo Roraima, discordante sobre el basamento cristalino de Cuchivero; (ii) el arqueamiento, fracturación y fallamiento, eventos post-sedimentarios; (iii) desarrollo de zonas tensionales que favorecieron la intrusión de magmas básicos en forma de diques, sills y lolopitos; y (iv) el levantamiento y la evolución fisiográfica. La historia del tiempo Post-Cuchivero está representada principalmente por tectonismo vertical dominado por fallas de basamento.

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de este estudio son las siguientes:

1) Las unidades litológicas, de más antigua a más joven, son: "Metasedimentos", Formación El Viejo, Tonalita de Caño Roja, Diques I (andesíticos), Diques II y III (metabásicos y metapiroxeníticos respectivamente), Granito de Danto, Granodiorita de Caño Blanco, Grupo Roraima, y Diques y Sills IV (básicos). Todas las unidades desde los "Metasedimentos" hasta la Granodiorita de Caño Blanco han sido incluidas en el Grupo Cuchivero.

Se considera aquí al Grupo Cuchivero como incluyente de todas las rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas acumuladas durante el desarrollo de la Provincia Estructural de Cuchivero.

2) Los "Metasedimentos" incluyen subarcosas y ortocarcitas indicativas de su origen a partir de una fuente cratónica. Esta unidad litológica se distingue del Grupo Roraima por su carácter metamórfico (facies de los esquistos verdes, baja) y estilo de deformación. El conocimiento de la presencia de sedimentación clástica durante la fase temprana del desarrollo de la Provincia Estructural de Cuchivero es importante; indica la posible formación de

la Provincia sobre una corteza continental pre-existente. Se requieren estudios geológicos complementarios en regiones adyacentes y otras partes del TFA para elevar estos metasedimentos a rango de formación.

3) La Formación El Viejo es una unidad volcánica que comprende lavas muy ácidas, tobas e ignimbritas con composición de riolita alcalina, riolita, riodacita y cuarzo-latita. En un afloramiento se encontraron sedimentos clásticos poco espesos (cizallados y metamorfizados en bajo grado) interestratificados con las tobas e ignimbritas. La formación ha sufrido recristalización metamórfica de la facies de los esquistos verdes. Químicamente su alto contenido de SiO_2 (68,41-76,48% en peso), K_2O (4,09-7,50% en peso) y $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (7,57-10,78% en peso), y su alta relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ generalmente mayor que 1 (0,88-2,35), caracterizan a las rocas volcánicas como asociaciones calcalinas altas en K o shoshoníticas. La Formación El Viejo se compara estrechamente en composición con la Formación Riolita del Cenozoico de los Andes Chilenos. A grandes rasgos, por su litología similar puede correlacionarse con la Formación Caicara y la Formación Yaví. Tomadas en conjunto, las rocas volcánicas predominantemente ácidas parecen representar un arco volcánico continental marginal (tipo Andino) existente durante la fase temprana del desarrollo de la Provincia Estructural de Cuchivero.

4) Entre las masas graníticas están la Tonalita de Caño Roja, el Granito de Danto y la Granodiorita de Caño Blanco.

La composición de la Tonalita de Caño Roja es variable de tonalita a granodiorita, con predominio de la primera. La foliación secundaria está moderada a fuertemente desarrollada, particularmente en las tonalitas y resulta del metamorfismo regional de bajo grado (facies de los esquistos verdes) y la deformación cataclástica. Es magmática, emplazada en la zona transicional mesozona-epizona y sintectónica-tardía.

El Granito de Danto consiste predominantemente en granitos (sienogranito a monzogranito) con una gama de variación de sienogranito a granodiorita. Generalmente es homófono, a menos que esté afectado por la deformación cataclástica. Es magmático, epizonal y tectónico-tardío.

La Granodiorita de Caño Blanco es una pequeña intrusión epizonal posttectónica que invadió el área después del metamorfismo regional de bajo grado y la deformación cataclástica.

5) El significado de las intrusiones hipabisales de composición andesítica (dique I), básica y ultrabásica (diques II y III) durante el desarrollo de la Provincia antes del metamorfismo regional no está claramente establecido. Los diques básicos (anfíbolitas, metadoleritas y metagabros) y ultrabásicos (esquistos actinolíticos esencialmente monominerálicos) posiblemente indican componentes ígneos máficos y ultramáficos que a menudo caracterizan los cinturones pericratónicos móviles.

6) El metamorfismo regional afectó a todas las unidades de rocas anteriores al Granito de Danto. La asociación mineral corresponde a la subfacies cuarzo-albita-epidoto-biotita y cuarzo-albita-epidoto-almándino de la facies de los esquistos verdes de tipo Barroviano.

7) La extensa deformación cataclástica se produjo antes de la intrusión de la Granodiorita de Caño Blanco. Las unidades de rocas involucradas en la zona milonítica

del área, donde el efecto cataclástico es más severo, son los "Metasedimentos" y el Granito de Danto. Los metasedimentos fueron transformados a rocas tipo "chert" (ultramilonita) y los granitos en granitos milonítico finamente laminado (hartschiefer); en ambos casos la textura original ha sido completamente destruída.

8) La deformación cataclástica siguió al metamorfismo regional y ambos parecen estrechamente relacionados.

El desarrollo general NW-SE de las fábricas estructurales metamórficas y cataclásticas sugiere que todas ellas se relacionan al mismo esfuerzo regional NE-SW que prevaleció durante el desarrollo orogénico del área.

9) La correlación regional de la estratigrafía del área con otras partes de la Provincia Estructural de Cuchivero en el TFA y Distrito Cedeño, implica que el Grupo Cuchivero en el sentido utilizado aquí se desarrolló en período entre los 1900-1400 m.a., en el cual se incluyen sedimentación clástica, volcanismo ácido y fases de intrusiones graníticas.

10) La Provincia Estructural de Cuchivero parece haberse desarrollado sobre una corteza continental pre-existente, como lo sugiere el ambiente pericratónico en el registro supracortical: sedimentación clástica de fuente cratónica, cuadro de rocas volcánicas predominantemente ácidas (arco Andino), y una notable ausencia de asociaciones volcánico-sedimentarias oceánicas. Por ello se considera el cinturón orogénico de Cuchivero como un discreto cinturón "pericratónico" móvil.

AGRADECIMIENTOS

Los suscritos desean expresar su reconocimiento por su ayuda y colaboración a las siguientes personas: Geól. Eugenio Szczerban (CODESUR) por la gran asistencia prestada durante la preparación del manuscrito y por las útiles discusiones con él mantenidas sobre el mismo; Prof. Franco Urbani (Universidad Central de Venezuela) por proporcionar un contador de puntos marca SWIFT que permitió la elaboración de los análisis modales; al Sr. Lorenzo Martínez (CODESUR) por su gran ayuda y sincero compañerismo demostrado durante el trabajo de campo; y a la Srta. Marjorie Molina (CODESUR) por el dibujo de los mapas y figuras.

Los suscritos están también agradecidos al Ing. Nicolás Nyerges, ex-Director de CODESUR, por su constante apoyo e interés; y al Ing. Pier Franco Fontana, actual Secretario Ejecutivo de CODESUR por el impulso y aprobación del proyecto. Mención especial corresponde a los pilotos del escuadrón R-1 de las Fuerzas Aéreas Venezolanas sin cuya ayuda el trabajo de campo habría sido imposible, y a todas aquellas personas que de una u otra forma han colaborado con el mismo.

Asimismo se agradece a los árbitros que durante la revisión editorial, contribuyeron con comentarios para mejorar el manuscrito, aunque cualquier error que pudiera existir es de entera responsabilidad de los autores.

BIBLIOGRAFIA

- AERO SERVICE CORPORATION (1971) "Side-Looking Radar (SLAR) Survey". Informe Codesur f-5, *Inédito*. Aero Service Corp., Div. of Litton Industries, Philadelphia. 238 p.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961) "Code of Stratigraphic Nomenclature", *Am Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 45:645-665.
- BROWN, G. M. y J. F. SCHAIRER (1971) "Chemical and melting relations of some calc-alkaline volcanic rocks". *Mem. Geol. Soc. Am.*, 130:139-157.
- BUDDINGTON, A. F. (1959) "Granite emplacement with special reference to North America". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70:671-747.
- BURCHFIEL, B. C. y G. A. DAVIS (1972) "Structural framework and evolution of southern part of the cordilleran orogen western United States", *Am Jour. Sci.*, 272:97-118.
- COLVEE, P. (1971) "Geología Regional, reconocimiento, estudios e hipótesis sobre la Geología de la región central del T.F.A." (*Inédito*). Informe 5.2-A, Div. Proy. Esp., Codesur, M.O.P. 38 p.
- ; S. C. TALUKDAR y E. SZCZERBAN (1975) "Granitos intrusivos en la Formación Roraima de la Serranía del Parú, Territorio Federal Amazonas". *En preparación*.
- CHAYES, F. (1956) *Petrographical Modal Analysis*. John Wiley and Sons, N.Y., 113 p.
- DEER, W. A.; R. A. HOWIE y J. ZUSSMAN (1969) *An introduction to rock forming minerals*. Longmans, London. 528 p.
- DOUGLAS, R. J. W. y R. A. PRICE (1972) "Nature and significance of variation in tectonic styles in Canada". *En "Variations in tectonic styles in Canada"*. R. A. PRICE and R. J. W. DOUGLAS (Eds.) *Geol. Assoc. of Canada, Spec. Papers II*: 626-688.
- ENGEL, A. E. J.; C. G. ENGEL y R. G. HAVENS (1965) "Chemical characteristics of ocean basalt and the upper mantle" *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76:719-734.
- FERNANDEZ, C. A.; P. K. HORMANN; S. KUSSMAUL; J. MEAVE; H. PICHLER y T. SUBIETA (1973) "First petrological data on young volcanic rocks of S. W. Bolivia". *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 19:149-172.
- FOLK, R. L. (1968) *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's, Austin, Texas, 170 p.
- HAMILTON, W. (1969) "The volcanic central Andes - a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America". *Oregon Dept. Geol. and Mineral Ind. Bull.*, 65:175-184.
- HURLEY, P. M.; J. KALLIOKOSKI; H. W. FAIRBAIRN y W. H. PINSON Jr. (1968) "An age of 3000 (\pm) m.y. for the Imataca Series, Venezuela". *Sixteenth Annual Progress report to the U.S. Atomic Energy Comm., Contract AT (30-1) 1381, M.I.T.*: 67-69.
- ; H. W. FAIRBAIRN; H. E. GAUDETTE; V. MENDOZA; C. MARTIN B. y A. ESPEJO (1973) "Progress report on age dating in the northern Guayana Shield". *II Cong. Latinoamericano de Geol.*, Caracas, *Resúmenes*, 1.
- ; —; —; — y A. ESPEJO (1974) "Progress report on Rb-Sr age dating in the northern Guayana Shield". *EOS (Trans. Am. Geoph. Union)*, 55(4):466.
- INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (1973) "Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendation". *N. Jb. Miner. Mb.*, 4:149-164.
- JAKES, P. y A. J. R. WHITE (1972) "Major and trace element abundances in volcanic rocks of Orogenic areas". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83:29-40.
- LEWIS, J. F. (1971) "Composition origin and differentiation of basalt magma in the Lesser Antilles". *Mem. Geol. Soc. Am.*, 130:159-179.
- MARCUCCI, E. (1974) "Distribution of elements in the Roraima Formation of the Amazonas Federal Territory (Venezuela)". *Tesis doctoral, Inédito*, Rice Univ. Texas.
- MARTIN B., C. (1968) "Edades isotópicas de rocas venezolanas". *Bol. Geol.*, Caracas, 10 (19): 356-380.
- McCANDLESS, G. C. (1965) "Reconocimiento geológico de la región noroccidental del Edo. Bolívar". *Bol. Geol.*, Caracas, 7 (13): 19-28.
- (1966) "Geología general de la parte septentrional del Escudo de Guayana en Venezuela". *Bol. Geol.*, Caracas, 8 (15): 140-155.
- (1968) "Mapa geológico de la región septentrional del Escudo de Guayana, Venezuela". *Orinoco Mining Company*. Escala 1:500.000.
- MENDOZA S., V. (1972) "Geología del área del río Suapure, parte noroccidental del Escudo de Guayana, Edo. Bolívar, Venezuela. (Informe de progreso)". *Mem. IX Conf. Geol. Inter-Guayana*. Ciudad Guayana: 306-338.
- (1973) "Evolución tectónica del Escudo de Guayana". *II Congreso Latinoamericano de Geología*, Caracas, *Resúmenes*: 75.
- MENENDEZ, A. (1968) "Revisión de la estratigrafía de la Provincia de Pastora según estudio de la región de Guasipati, Guayana Venezolana". *Bol. Geol.*, Caracas, 10 (19):309-338.
- MIYASHIRO, A. (1961) "Evolution of metamorphic belts". *J. Petrol.*, 2:277-311.
- MOORHOUSE, W. W. (1959) *The study of rocks in thin section*. Harper y Row. N.Y., 514 p.
- NOCKOLDS, S. R. (1954) "Average chemical composition of some igneous rocks". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 65:1007-1032.
- PETTIJOHN, F. J. (1959) *Sedimentary rocks*, 2da. Ed., Harper y Bros., N.Y., 718 p.
- (1963) "Chemical composition of sandstones excluding carbonatic volcanic sands". *En Data of Geochemistry (6 th. ed.) U.S. Geol. Sur. Prof. Paper*. 4405:19.
- ; P. E. POTTER y R. SIEVER (1972) *Sand and sandstone*. Springer-Verlag N.Y., 618 p.
- PICHLER, H. y W. ZEIL (1969) "Die quartäre "Andesit" - Formation in der Hochkordillere Nord-Chiles". *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 58:866-903.
- y —(1972) "The Cenozoic Rhyolite-Andesite Association of the Chilean Andes". *Bull. Volcanologique*, 25 (2): 424-452.
- REID, A. R. (1974) "Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela". *Mem. IX Conf. Geol. Inter-Guayanas*, Ciudad Guayana:343-353.
- RIOS, J. H. (1972) "Geología de la región de Caicara, Edo. Bolívar". *Bol. Geol., Publ. Esp. N° 5*, Caracas, 3:1759-1782.
- ROGERS, J. J. W., B. C. BURCHFIEL; E. W. ABBOTT; J. K. ANEPOHL; A. H. EWING; P. J. KOEHNKEN; J. M. NOVITSKY y S. C. TALUKDAR (1975) "Paleozoic and Lower Mesozoic volcanism and continental growth in the western United States". *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85:1913-1824.
- SELLIER DE CIVRIEUX, J. M. (1966) "Secuencias estratigráficas poco conocidas de la Guayana". *Geominas*, Univ. de Oriente, 4:7-18.
- SUSZCZYNSKI, E. (1969) "Consideraciones sobre la Geología del Territorio Federal de Roraima, Brasil". *Bol. Geol., Publ. Esp. N° 5*, Caracas, 4:2047-2056.
- SZCZERBAN, E. (1974) "Geología y petrología de la región de Puerto Ayacucho, Territorio Federal Amazonas". *Trabajo Especial de Grado, Inédito*, Univ. Central de Venezuela, 221 p.
- TALUKDAR, S. C. (1973) "Chemical characteristics of continental margin (Anedan arc) volcanic rocks, and possible distinction from island arc lavas". *II Congreso Latinoamericano de Geología*, Caracas, *Resúmenes* 144.
- y P. COLVEE G. (1975a) "Geología del este del cerro Yaví, Territorio Federal Amazonas". *En preparación*.
- y —(1975b) "Nuevos datos petrológicos sobre rocas volcánicas Precámbricas de la meseta de El Viejo, Territorio Federal Amazonas". *En preparación*.
- y —(1975c) "Petrogénesis del Granito de Danto, Territorio Federal Amazonas". *En preparación*.
- ; —; E. SZCZERBAN y A. GRANATI (1973) "Precambrian geological evolution of Territorio Federal Amazonas, Venezuela-A workable structural and petrological framework". *II Congreso Latinoamericano de Geología*, Caracas, *Resúmenes*: 143.
- TAYLOR, S. R. y A. J. R. WHITE (1965) "Geochemistry of andesites and the growth of continents". *Nature*, 208 (5007): 271-273.
- y —(1969) "Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks". *En "Proceeding of the Andesite Conference"*. A. R. McBIRNEY (Ed.), *Oregon Dept. Geol. Mineral Ind. Bull.*, 65:43-63.
- TURNER, F. J. y J. VERHOOGEN (1960) *Igneous and metamorphic petrology* 2d. ed., Mc Graw Hill, N.Y., 694 p.
- WILLIAMS, H.; F. J. TURNER y C. M. GILBERT (1954). *Petrography*. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 406 p.
- WINKLER, H. G. F. (1967) *Petrogenesis of metamorphic rocks* 2da. ed., Springer-Verlag, N.Y., 237 p.
- ZEIL, W. y H. PICHLER (1967) "Die Kanozoisch Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden". *Geol. Rundschau*, Stuttgart, 57:48-81.

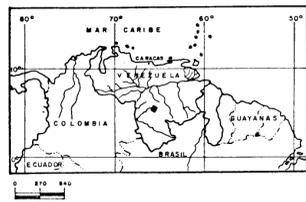
REPUBLICA DE VENEZUELA
 MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS
 COMISION ESPECIAL PARA EL DESARROLLO DEL SUR
 UNIDAD DE GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO
 AREA MESETA DE EL VIEJO-CERRO DANTO

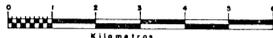
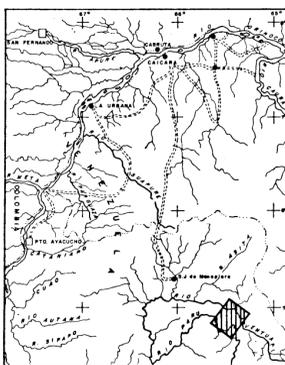
TERRITORIO FEDERAL AMAZONAS

GEOLOGIA: S. TALUKDAR, P. COLVEE, 1974
 APROBADO: FRANCO FONTANA

LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA

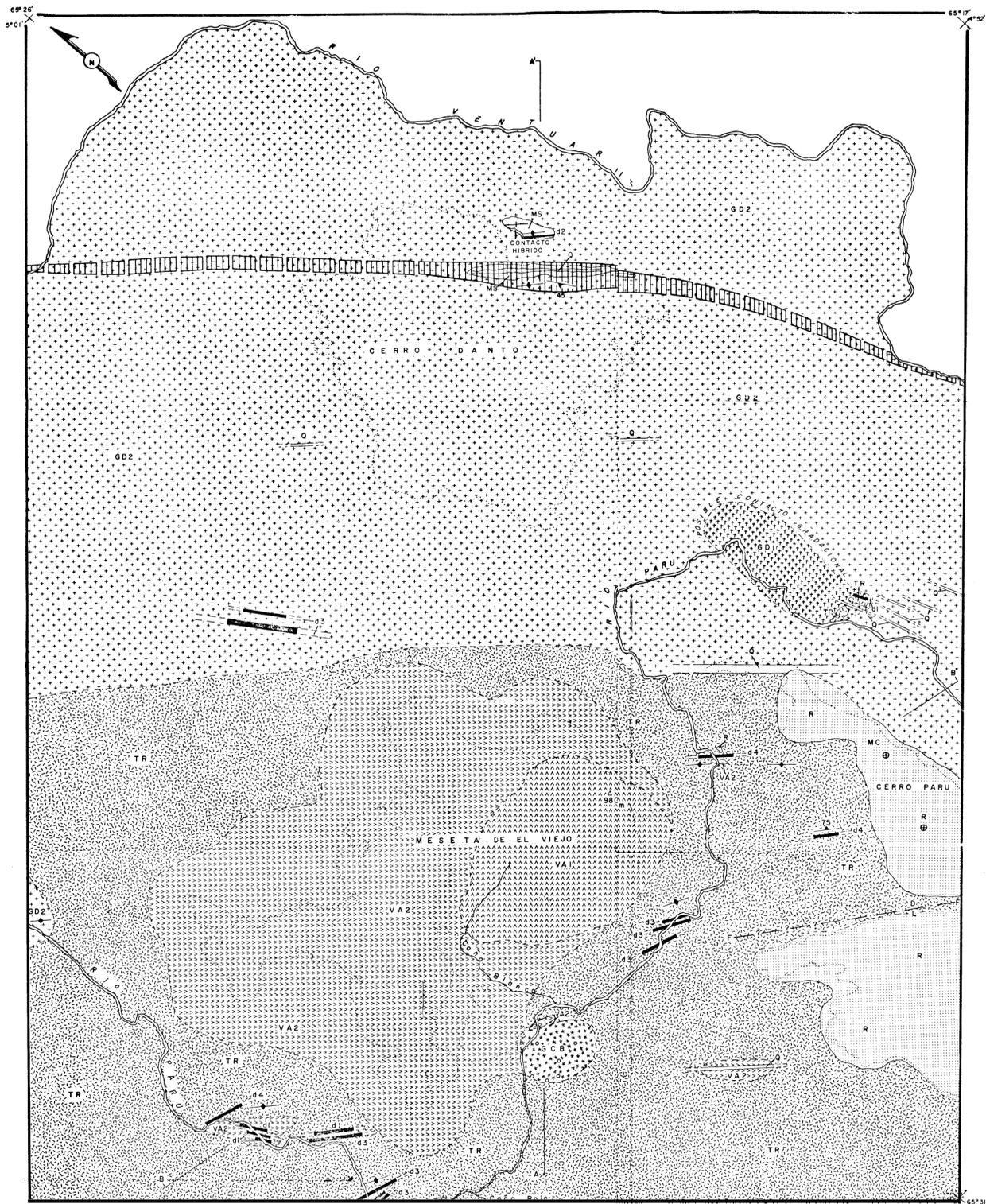


UBICACION DEL AREA ESTUDIADA



Base topográfica - imágenes radar ampliadas a escala 1:50.000

DIBUJO: MARJORIE MOLINA G.

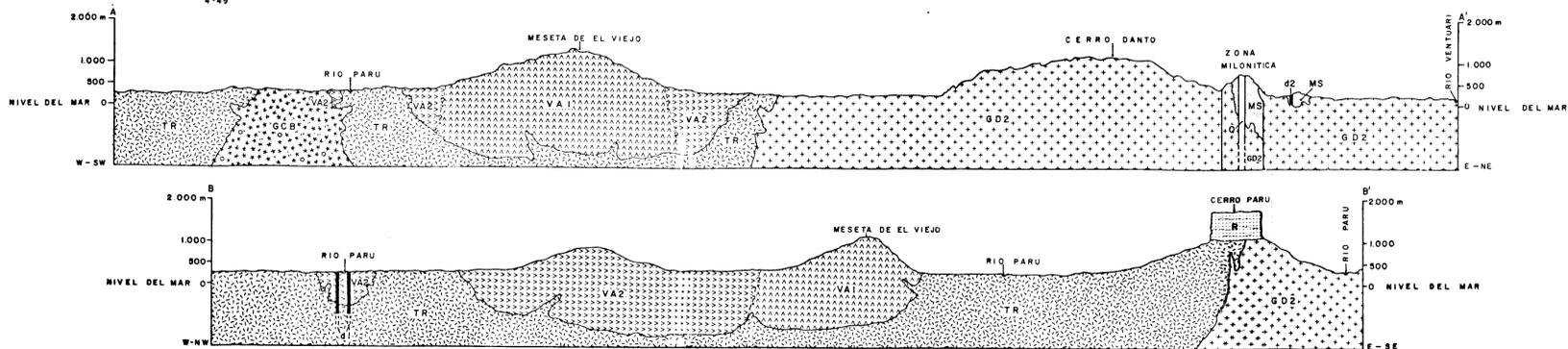


E STRATIGRAFIA

- POST-OROGENICO**
- 44** DIQUES Y SILLS IV: Basaltos y doleritas.
 - R** GRUPO RORAIMA: Predominan las areniscas; arenitas -cuarzosas abundantes (ortocuarcitas), proporciones menores de subarcosas y arcosas, finas bandas de limolita y argilita; rg ros los conglomerados arcillosos intraformacionales, la matriz arcillosa puede estar rg emplazada por óxidos de Fe; estratificación cruzada y rizaduras de corriente como nes en las arenitas -cuarzosas.
- discordancia regional ---
- INTRUSION TECTONICA TARDIA POST-TECNOLOGICA**
- GCB** GRANODIORITA DE CAÑO BLANCO: Granodiorita; índice de color alrededor de 5; los minerales máficos son en su casi totalidad biotita euhedral, presentes también trazos de hornblenda; grano grueso a medio, aspecto masivo, homófano.
 - deformación cataclástica, milonitización, extensa mineralización de cuarzo (Q). ---
 - GD2** GRANITO DE DANTO: Granodioritas; índice de color: 5 a 7, la biotita es el máfico prg; sante, grano grueso; sufrió efectos catg clásticos locales. Edad en biotita de 1.588-1.599±54 m.a. por K/Ar.
 - GD2** Granitos; predominan los manzogrg nitos acompañados por sienogranitos; índice de color: 1 a 5; la biotita es el máfi co presente, grano grueso a medio, también se encuentra una variedad aplítica de grg no fino; sufrió efecto cataclástico, que local mente desarrolló augengneis y milonitas gran ticas (hartschiefer).
 - fase principal del metamorfismo regional de bajo grado ---
- OROGENICO PRECAMBRICO**
- GRUPO CUCHIVERO**
- 43** DIQUE III: Anfibolitas, metadoleritas y meta gabs; el metamorfismo regional alcanza las subfacies cuarzo-albita-epidoto-almandi no de la facies de los esquistos verdes, g ca original: basalta y dolerita.
 - 42** DIQUE II: Esquisto actinolítico, esencialmente monominerálico, compuesto por actinolita (trg molita) dispuesta en forma entrelazada; trazos de óxidos de Fe y talco; metamorfismo regio nal en la facies de los esquistos verdes; las rocas originales eran piroxenitas.
 - 41** DIQUE I: Andesitas, microporfiríticas, fenocristales de plagioclasa (10 al 75% de la roca); recristalización debida al metamorfismo de bajo grado (subfacies cuarzo-albita-epidoto-biotita y cuarzo-albita-epidoto-almandino de la facies de los esquistos verdes).
- INTRUSION SINTECTONICA TARDIA**
- TR** TONALITA DE CAÑO ROJA: Predominan las tonalitas acompañadas por granodioritas; las tonalitas prg sentan un índice de color 14 a 29; hornblenda es el mineral máfico esencial, desarrollo de la gneissoidad de moderada a fuerte (foliación secundaria) resultante de la facies de los esquistos verdes del metamorfismo regional y por deformación cataclástica; las granodioritas presentan un índice de color alrededor del 6, el mineral máfico es biotita (claritizada), gneissoidad imperfecta, sufrió efecto cataclástico.
 - VA1** FORMACION EL VIEJO: Macizas, microporfiríticas, rocas volcánicas silíceas, composición: riolitas alcalinas, riolitas, rioladocitos y cuar zo-latitas; recristalizadas por metamorfismo de bajo grado, facies de los esquistos verdes.
 - VA2** Ignimbritas, tobas, lápilis, de composición volcánica silíceas (riolitas alcalinas cur zo-latitas); recristalizadas por metamorfismo de bajo grado, facies de los esquistos verdes.
 - MS** "METASEDIMENTOS": Metasedimentos, principalmente subarcosas, algunas areniscas feldespáticas; rg cristalización incipiente paralela a la estratificación; rocas híbridas locales a la larg o del contacto con el Granito de Danto, afectados por deformación cataclásti ca y milonitización local.
- ROCAS SUBYACENTES DESCONOCIDAS

SIMBOLOS

- Rumbo y buzamiento de la estratificación: vertical / 50
- Rumbo y buzamiento de la foliación: vertical / 50
- Buzamientos subhorizontales: ●
- Fallas: F — D — F, L
- Zona milonítica: [|||||]
- Contacto geológico: — aproximado — inferido
- Delimitación de cerros y tepuis: [.....]



El mapa de ubicación de muestras puede solicitarse a los autores.