



EL SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE, NORTE DE SUR AMÉRICA; UN RESUMEN

Alirio Bellizzia* Gabriel Dengo**

INTRODUCCIÓN

Las mayores estructuras tectónicas del norte de Sur América (Fig. 1), están bien señaladas en el mapa compilado por MARTIN (1978), en una síntesis presentado por BELLIZZIA y otros (1981) y en una clasificación de las provincias tectónicas por CASE y otros (1984). Una de las estructuras más prominentes es el Escudo Precámbrico de Guayana, el cual es un gran bloque cratónico en cuyo alrededor se han desarrollado sistemas montañosos y cuencas del Fanerozoico. El Escudo está constituido principalmente por rocas ígneas y metamórficas, pero también se incluyen áreas sustanciales de rocas sedimentarias no metamorfizadas y rocas volcánicas. Edades isotópicas para las rocas del Escudo de Guayana, indican que los mayores eventos geológicos tuvieron lugar entre 3.4 y más o menos 1.0 Ma.

La región que se extiende desde el aflorante Escudo de Guayana hasta la parte occidental de Los Andes, incluyendo Los Llanos y el Amazonas formó parte del cratón Sur Americano por lo menos hasta el comienzo del período Paleozoico (RESTREPO y TOUSSAINT, 1988). Las rocas proterozoicas actuales forman el núcleo de las actuales Cordillera de Los Andes, Sierra de Perijá y de la Sierra Nevada de Santa Marta. En el Macizo de Garzón, Colombia, esas rocas datan de 1.800 a 1.180 Ma (RESTREPO y TOUSSAINT, 1988)

Rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas del Paleozoico están expuestas en las regiones de Los Andes, Perijá y Santa Marta y en pequeñas áreas de la

cadena de montañas, del Caribe y son conocidas en el subsuelo, en las cuencas que separan estas montañas del Escudo Guayanés.

La secuencia sedimentaria Paleozoica varía, aún en lugares tan cercanos como la Cordillera de Los Andes, la Cordillera Oriental (Colombia) y la Sierra de Perijá. El Cámbrico todavía no está bien definido; pero está ciertamente representado por rocas metamorfizadas.

Rocas del Ordovícico y del Silúrico se han encontrado en la Cordillera de Los Andes de Venezuela, en el Macizo de El Baúl (Venezuela) y en la Cordillera Central (Colombia), mientras que las rocas del Devónico las cuales son desconocidas en esas áreas, se encuentran bien desarrolladas en la Cordillera Oriental y en la Sierra de Perijá. Rocas del Carbonífero y Pérmico ocupan mayores extensiones y están presentes en todas las grandes cordilleras montañosas, incluyendo la Sierra Nevada de Santa Marta. Las rocas incluidas en estos sistemas montañosos se encuentran parcialmente metamorfizadas tanto en Los Andes venezolanos, como en los Andes colombianos.

Las rocas del Paleozoico y del Mesozoico están separadas por una extensa discordancia regional. Capas rojas de origen continental y de aguas llanas, en grandes espesores y con algunas rocas volcánicas intercaladas, probablemente de edad Jurásico tardío, forman la base de la secuencia Mesozoica, la cual es también muy extensa. Equivalentes marinos a esas rocas se encuentran en la

*Consejo Consultivo de Directores de Servicios Geológicos de Latinoamérica, Caracas

** Centro de Estudios Geológicos de América Central, Guatemala

Publicado en inglés en "The Geology of North America. Vol. H. The Caribbean Region". The Geological Society of America, 1990 (U.S.A.)

Traducción al español por: Geól. Nelly Pimentel de Bellizzia

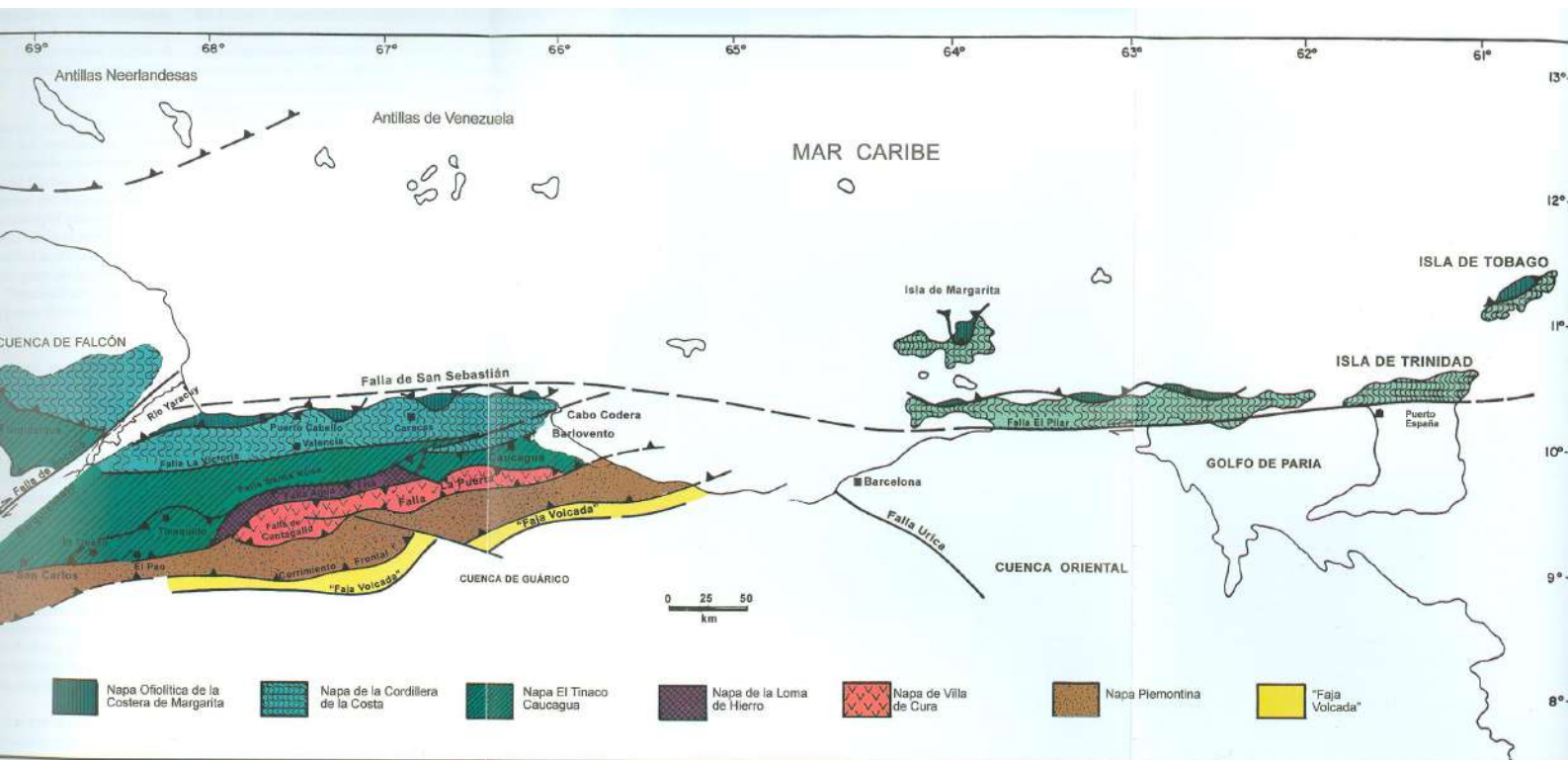


Fig. 1. Mapa del norte de Sur América mostrando las principales estructuras geográficas y geológicas y fallas mayores.

Península de la Goajira y rocas de origen marino metamorizadas de esta edad, están expuestas en la Península de Paraguaná y en el Sistema Montañoso del Caribe.

El Cretáceo está representado por una secuencia transgresiva de dimensiones geosinclinales y cubren una extensa área, que se extiende desde Colombia, a través de Venezuela hasta Trinidad y alcanza espesores hasta de 10 km. En general está formado por rocas clásticas de grano grueso hacia la base, seguido de calizas masivas y menores espesores de lutitas. Características regresivas aparecen al final de la época cretácica y se extienden hasta el Paleoceno.

Las rocas del Mesozoico son de diferentes caracteres y de distintos ambientes tectónicos y ocurren en varios lugares a lo largo del borde continental, tales como el Sistema Montañoso del Caribe, el cual está formado por rocas metamorizadas del Jurásico tardío y rocas volcánicas y sedimentarias del Cretáceo, que probablemente estuvieron situadas hacia el norte, antes de su posición actual de aloctonía. La misma situación es probablemente cierta para una parte de la Península de la Goajira y de las Antillas Neerlandesas. También se encuentran presentes rocas ígneas máficas y de origen oceánico.

Rocas del Terciario están ampliamente distribuidas en la región norte de Sur América; pero las cuencas sedimentarias fueron restringidas y separadas unas de otras como resultado de la Orogénesis del Cretáceo tardío-Eoceno. Cuencas terciarias con una secuencia de origen clástico y de grandes espesores con algunas calizas, particularmente del Eoceno tardío, se encuentran ubicadas en depresiones estructurales de diferentes bifurcaciones de Los Andes. Las depresiones del Atrato, del Cauca, del Magdalena y del César están conectadas con la Cuenca del Sinú en el noroeste de Colombia; las características de sedimentación son diferentes en cada una de ellas. Extensas cuencas del Terciario cubren los depósitos del Cretáceo, tales como las de Barinas, Guárico y Oriental y se depositaron entre el Escudo de Guayana, la Cordillera de Los Andes y el Sistema Montañoso del Caribe. En general las rocas más jóvenes del Terciario y Cuaternario son de origen continental.

Con excepción del Escudo de Guayana (Fig. 1), el cual ha permanecido prácticamente estable desde épocas del Precámbrico tardío, la historia tectónica de la región ha sido compleja y están claramente definidos varios episodios de deformaciones metamórficas e ígneas. Los eventos tectónicos iniciales se conocen mejor en Los Andes. En la Cordillera de Los Andes, la Sierra de Perijá, la Cordillera Oriental y la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), son evidentes los eventos metamórficos de edad Precámbrico tardío. Los eventos que afectaron los Andes venezolanos probablemente ocurrieron

durante el Paleozoico temprano (595 a 425 Ma) y el Paleozoico tardío (275 a 175 Ma), ambos acompañados de actividad intrusiva. Intrusiones del Paleozoico medio en esta área (400 a 350 Ma), no están relacionadas a metamorfismo, pero sí a deformaciones durante el Devónico medio-Carbonífero. En la Cordillera Oriental de Colombia, se encuentran rocas intrusivas del Ordovícico al Silúrico acompañadas por metamorfismo, en las cuales los eventos metamórficos ocurrieron durante la época del Mississipiano al Pérmico. Además, en la Sierra de Perijá intrusiones del Devónico (350 Ma), no estuvieron acompañadas por metamorfismo. El vulcanismo en épocas del Paleozoico fue muy local y está representado por basaltos del Ordovícico temprano y por riolitas y basaltos del Paleozoico tardío, en Los Andes venezolanos.

Las deformaciones tectónicas fueron muy extensas durante el Pérmico al Triásico temprano y en algunos casos, como por ejemplo en la Sierra de Perijá y la Cordillera Oriental de Colombia, estuvieron acompañados por actividad intrusiva (180 Ma). Esta deformación estuvo seguida de un largo período de tiempo, caracterizado por periodos de erosión extensos y amplia sedimentación de origen continental, en épocas del Jurásico temprano, acompañadas en algunas áreas por actividad silícica y localmente actividad volcánica máfica.

El estilo tectónico desarrollado durante el Paleozoico, revela principalmente la acción de las fuerzas compresionales, mientras que la subsecuente deformación tectónica del Cretáceo tardío-Paleoceno, produjo principalmente bloques (tilted) inclinados y plegamiento amplio. La deformación del Mesozoico-Terciario temprano, en la región de Los Andes estuvo acompañada por intrusiones graníticas principalmente en la Cordillera Central de Colombia. En esta cordillera de montañas, la deformación estuvo acompañada por un extenso vulcanismo hacia el final del Terciario y continuó hasta el Cuaternario.

La parte suroeste de la región del Caribe, a lo largo de la costa de Sur América, las características de la corteza y la complejidad del tectonismo, desde las cuencas de Venezuela y Colombia, difieren considerablemente hacia el norte. Debido a esas diferencias, el área al sur del límite más al norte del surco de Aruba-Curazao y en términos generales siguiendo la traza del escarpe continental un poco más hacia el este, ha sido llamado el Borde Continental de Venezuela, el cual se extiende desde la Península de la Goajira, hacia el oeste hasta el Delta del Orinoco hacia el este.

En la sección del margen continental desde Trinidad en la parte este, hasta la Península de la Goajira (Venezuela) y el Macizo de Santa Marta (Colombia) hacia el oeste, el Sistema Montañoso del Caribe está formado por una sección compleja de unidades tectónicamente superpuestas, que han sido regionalmente

sobrecorridas repetidamente hacia el sur. Esto contrasta con la deformación de las fallas en dirección norte, observadas en perfiles sísmicos en el margen continental hacia el norte.

El Sistema Montañoso del Caribe, que incluye la Península de la Goajira y las Antillas Neerlandesas, la deformación en el Mesozoico fue completamente diferente de la observada en Los Andes y es el resultado de la formación de una cordillera de montañas de tipo Alpino, caracterizada por alto grado metamórfico, grandes bloques alóctonos y napas con una estructura compleja y una mezcla de rocas de origen sedimentario y volcánico, que incluye lonjas de corteza oceánica. Sin duda, fue el resultado de largos períodos de choques de corteza oceánica y continental, después de haberse formado el Caribe "primitivo", probablemente durante la época Triásico tardío-Jurásico temprano.

SISTEMA MONTAÑOSO DEL CARIBE

El Sistema Montañoso del Caribe es una estructura orogénica compleja situada en la región norte costera de Sur América, forma una faja elongada con dirección este-oeste de topografía alta que se extiende desde la Sierra Nevada de Santa Marta y la Península de la Goajira en Colombia, hasta la isla de Tobago y el Northern Range de Trinidad.

La porción sumergida forma una serie de islas hacia la parte sur del Mar Caribe. La parte continental está mejor representada en la región nor-central de Venezuela, y es conocida como Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior. Estas cordilleras están separadas hacia el oeste de los Andes Venezolanos por la depresión de Barquisimeto (structural trough). Su continuación hacia el este está interrumpida por la Bahía de Barcelona (Barcelona Bay), que la separa de las cordilleras de las Penínsulas de Araya y Paria, las cuales están a su vez separadas de la Cordillera Norte de Trinidad (Northern Range of Trinidad) por el Golfo de Paria (Fig. 1).

El Sistema Montañoso del Caribe representa una serie polifásica de unidades tectónicas formadas por una superposición de varias napas, algunas de ellas afloran en forma discontinua, un hecho que ha complicado la interpretación tectónica regional. Parte del problema es debido a la presencia de grandes fallas transcurrentes muy jóvenes, que han causado el desplazamiento lateral de partes de estas napas.

Una síntesis de la tectónica de la parte oeste del sistema de montañas fue presentado por MENÉNDEZ (1967), basado principalmente en un detallado trabajo como estudiante de la Universidad de Princeton, bajo

la dirección del Dr. H. H. Hess. De allí en adelante se han realizado cantidades de estudios geológicos que ocupan una literatura voluminosa. Otra síntesis más corta fue presentada más tarde por BUTTERLIN (1977), y una descripción reciente con interpretaciones tectónicas y una lista completa de referencias ha sido escrita por BELLIZIA (1989). El resumen que sigue a continuación está basado en esas publicaciones y por lo tanto no especifica referencias en los estudios detallados.

Las napas reconocidas son: de norte a sur: 1) napa Costera Ofiolítica de Margarita; 2) napa de la Cordillera de la Costa; 3) napa de Caucagua-El Tinaco; 4) napa de Loma de Hierro-Paracotos; 5) napa de Villa de Cura, y 6) napa Piemontina. Aunque sus edades varían considerablemente, ellas están descritas en este artículo en el mismo orden geográfico (Fig. 2).

Napa Costera Ofiolítica de Margarita

Esta unidad llamada después Isla de Margarita, está representada por una faja angosta que se extiende a lo largo del Caribe de Colombia y Venezuela. Aflora al este de la Península de La Goajira, parte norte de la Cordillera de la Costa, las penínsulas de Araya y Paria y la Isla de Margarita. Los tipos predominantes de rocas son metavolcánicas, cuyo grado de metamorfismo varía de un área a otra, asociadas con algunas rocas sedimentarias. En las penínsulas de La Goajira y Paraguaná, hay una serie de rocas ultramáficas que pueden también pertenecer al mismo episodio de emplazamiento tectónico.

En la Cordillera de la Costa, esta napa puede ser identificada en forma discontinua, pero en extensos afloramientos desde el río Yaracuy hasta Cabo Codera hacia el este (Fig. 2). Los tipos de rocas, varían desde esquistos verdes de bajo grado a anfibolitas, anfibolitas granatíferas y eclogitas. Asociadas con ellas se encuentran olistolitos de rocas ultramáficas.

Más hacia el este, las rocas de esta napa afloran a lo largo de la costa norte de las penínsulas de Araya y Paria e incluyen principalmente esquistos verdes con ocasionales anfibolitas y cuerpos de serpentinita emplazados tectónicamente.

Hacia la Isla de Margarita, la secuencia incluye una variedad de rocas, algunas de las cuales representan alto grado metamórfico. Esas rocas incluyen gneises anfibolíticos, metabasaltos, metagabros, peridotitas, serpentinitas y eclogitas, asociadas con chert y calizas metamorizadas.

Napa de la Cordillera de la Costa

Esta napa, junto con la napa Caucagua-El Tinaco, representa materiales que se originaron cuando

el paleomargen de Sur América se deslizó. La napa de la Cordillera de la Costa constituye el 75% del Sistema Montañoso del Caribe. Su parte occidental y central se extiende desde la costa sur del Caribe hasta la falla de La Victoria. Hacia el este, ella forma las penínsulas de Araya y Paria, parte de la Isla de Margarita y la Cordillera Norte de Trinidad (Northern Range of Trinidad). La porción hacia el este, está limitada hacia el sur por la falla de El Pilar.

Las mayores unidades geológicas en esta faja están constituidas por un basamento pre-Mesozoico (Complejo de Sebastopol), discordantemente cubierto por una espesa secuencia de rocas metasedimentarias de edad Jurásico a Cretáceo inferior (Grupo Caracas), con algunas intercalaciones de rocas ígneas básicas máficas metamorfozadas y algunas intrusiones graníticas de gran extensión.

El Complejo de Sebastopol, el cual consiste principalmente de meta-granitos, forma el núcleo de la faja tectónica y sus afloramientos están confinados a una pequeña área al oeste de Caracas. Sin embargo, rocas gneísico-graníticas entre el Lago de Valencia y Puerto Cabello también podrían pertenecer a este Complejo.

En la parte este-central de la Cordillera de la Costa, la secuencia basal del Grupo Caracas consiste de esquistos cuarzo-feldespático-micáceos, que en algunos lugares gradan lateralmente a augen-gneises. Sobre estas rocas descansa otra secuencia de esquistos calcáreos y grafiticos de bajo grado con intercalaciones de calizas cristalinas.

En la porción este, a lo largo de las penínsulas de Araya y Paria, la secuencia estratigráfica es diferente, aunque algunas rocas son similares al Grupo Caracas. Hacia la base son principalmente esquistos cuarzo-micáceos y filitas grafitosas, con algunas cuarcitas e intercalaciones de mármol. Estas rocas están cubiertas de mica-esquistos calcáreo-grafitosos y calizas. La secuencia es muy variable y diferentes nomenclaturas han sido usadas en varias partes de la región. Rocas similares a la parte más inferior del Grupo Caracas, afloran en la Península de Araya y en la Isla de Margarita (Grupo Juan Griego).

En la Cordillera Norte de Trinidad (Northern Range of Trinidad), la secuencia de las rocas es esencialmente la misma que en la Península de Paria, con la excepción de las rocas volcánicas y volcanoclásticas de Sans Souci.

Los cuerpos graníticos de tamaño variable se encuentran a lo largo de toda la faja tectónica, y existen considerables discrepancias en determinaciones de edad; algunos de los principales cuerpos graníticos son magmáticos intrusivos; su edad de emplazamiento oscila de Cretáceo tardío a Terciario temprano.

Napa de Caucagua - El Tinaco

La napa de Caucagua-El Tinaco, o faja tectónica, está localizada al sur de la Cordillera de la Costa y está separada por la falla de La Victoria; se extiende casi continuamente desde la depresión de Barquisimeto hasta Barlovento hacia el este. Su borde sur está definido por la falla de Santa Rosa (Fig. 2). Originalmente fue definida en el área de Caucagua-El Tinaco, pero tomando en consideración las características geológicas de la parte más al oeste, Bellizzia y Rodríguez (1976) la designaron napa de Caucagua-El Tinaco-Yumare-Siquisique.

La sección más completa de esta estructura se encuentra en el área Tinaco-Tinaquillo-El Pao. Ella incluye: 1) un basamento antiguo o Paleozoico (El Complejo de El Tinaco); 2) un complejo máfico y ultramáfico (Peridotitas de Tinaquillo); y 3) una secuencia volcánico sedimentaria sobre el tope de las formaciones sedimentarias del Albiense - Cenomaniense. Cerca del poblado de Siquisique se incluye una unidad ofiolítica en bloques.

El Complejo de El Tinaco cubre aproximadamente 800 Km², en la parte nor-central del estado Cojedes, Venezuela. Se reconocen dos unidades sedimentarias: un gneis intrusionado por plutones de trondjemita, rodeado por una amplia faja de inyección de gneises (migmatitas), y una secuencia de esquistos pelíticos. La presencia de pequeños cuerpos de hornablenditas es común, dioritas hornabléndicas y diques de basaltos hornablédicos intrusionan a este Complejo. El gneis representa una secuencia sedimentaria con cantidades menores de material volcánico, metamorfozado a la facies de anfibolita-alandina. Su origen supracortical se muestra claramente por la presencia de capas delgadas de mármol y metaconglomerados. La secuencia de esquistos de la facies de esquistos verdes y conglomerados, que transicionalmente cubren el gneis, están confinados a la parte norte del área. Estos se derivaron de sedimentos arcósicos y pelitas tobáceas o tobas máficas.

Edades de 112 ± 3 Ma y 117 ± 3 Ma (K/Ar) fueron determinadas en biotita y hornablenda, del Complejo de El Tinaco, respectivamente. Esas edades isotópicas podrían representar un evento termal y no la edad del metamorfismo temprano de esas rocas.

Las rocas más antiguas que descansan discordantemente sobre el Complejo de El Tinaco, pertenecen al Albiense; por lo tanto una edad pre-Albiense, probablemente Paleozoico se le asigna generalmente, en base a correlaciones regionales. La secuencia volcánico sedimentaria que descansa sobre el Complejo de El Tinaco varía considerablemente en estratigrafía y grado de deformación de una área a otra y es difícil establecer edades propias y correlaciones litológicas. En el área al norte de El Pao, la secuencia incluye rocas sedimenta-

rias detríticas cubiertas por brechas volcánicas, basaltos en almohadilla y diabasas intercaladas con chert y calizas, que indican un origen submarino. En algunas localidades las calizas han sido datadas como Albiense. Hacia el este la secuencia está metamorfozada a la facies de los esquistos verdes.

La anterior descripción nos permite postular la existencia de dos megaciclos en la cobertura volcánico-sedimentaria: 1) una secuencia detrítica, depositada en un ambiente nerítico, formada por areniscas arcóscicas, granos gruesos de cuarzo o conglomerados calcáreos con abundantes fragmentos del Complejo de El Tinaco, calizas bioclásticas con algunos foraminíferos bentónicos y delgados horizontes calcáreos y chert, la fauna bentónica corresponde a un intervalo entre el Albiense superior al Albiense medio. 2) Una secuencia superior pelágica que representa un ambiente de aguas profundas cubren concordantemente las rocas del Albiense.

Al norte del poblado de Tinaquillo se localiza un complejo ultramáfico, con características de un sill con orientación este-oeste, está truncado hacia el norte y hacia el suroeste por un corrimiento (thrust), que lo separa de esquistos metamórficos de bajo grado. Hacia el sur, el contacto es aparentemente concordante sobre el basamento pre-Mesozoico de El Tinaco. Las rocas ultramáficas están menos serpentinizadas que otras peridotitas de origen alpino del Sistema Montañoso del Caribe; su fábrica metamórfica es claramente visible y representan intrusiones de alta temperatura. Esta peridotita de Tinaquillo es una dunita con capas delgadas de piroxenitas y anfibolitas. Incluidas con las peridotitas se encuentran masas tabulares de gabros con hipersteno.

Cerca del poblado de Siquisique se encuentra un área de rocas ofiolíticas. Estas rocas ocurren como lonjas tectónicas e incluyen dunitas serpentinizadas, troctolitas, gabros y basaltos almohadillados. Radiolarios asociadas se han datado como de edad Jurásico.

Napa de Loma de Hierro - Paracotos

Esta napa forma una zona delgada de unos 200 Km de longitud, está limitada por la Falla de Santa Rosa al norte y por la Falla de Agua Fría al sur (Fig. 2). Está formada principalmente de metasedimentos de edad Maastrichtiense-Paleoceno que descansan concordantemente sobre el complejo ofiolítico de Loma de Hierro. Este complejo incluye un cuerpo de serpentinita-harzburgita, asociado con capas de gabro. A través de la faja se hallan unidades más pequeñas de serpentinitas y otras intrusiones máficas más grandes, brechas volcánicas, basaltos almohadillados de gran extensión y cherts con radiolarios asociados.

Napa de Villa de Cura

La faja tectónica está compuesta de una gruesa secuencia (más de 5.000 m) de rocas metavolcánicas e intercalaciones menores de capas metasedimentarias. Esta es una asociación ofiolítica que incluye lavas máficas (lavas espiliticas almohadilladas), metatobas, keratofiros y meta-cherts intercalados, esquistos cloríticos y filitas. El Grupo Villa de Cura cubre una área elongada de aproximadamente 250 km por 28 km (máxima anchura). Hacia el norte, está separada de la napa Caucaagua-El Tinaco por la faja de Paracotos. Hacia el sur la napa esta bordeada por la falla de corrimiento de Cantagallo, a lo largo de ella se encuentra el contacto con rocas sedimentarias del Cretáceo Superior y Terciario inferior del Frente de Montañas (Faja Piemontina).

En la parte sur de la faja tectónica, entre las fallas de La Puerta y Cantagallo, otra gruesa secuencia de rocas metavolcánicas (Volcánicas de Tiara), cubre al Grupo Villa de Cura. Está formada por rocas volcánicas máficas asociadas con serpentinitas y gabros de muy bajo grado metamórfico. En las metatobas de esta secuencia, se determinaron edades del Albiense (100 ± 10 Ma), que indican el límite superior para el metamorfismo de Villa de Cura. La Napa de Villa de Cura es un bloque alóctono (fully), que probablemente se originó muchos kilómetros al norte de su posición actual y se considera parte de un arco de islas emplazado tectónicamente durante el Cretáceo superior a Paleoceno.

Napa Piemontina

Esta napa está bordeada al norte por la falla de Cantagallo y otras fallas y hacia el sur por una serie de fallas de corrimiento con buzamiento al sur. En contraste con las otras fajas tectónicas, está formada solamente de rocas sedimentarias de origen marino que oscilan en edades del Cretáceo superior al Eoceno inferior. Las rocas más antiguas que afloran en esta faja son lutitas y calizas de edad Cenomaniense a Turoniense (250 a 500 m de espesor), seguidas por una espesa faja (más de 2.000 m), de flysch turbidítico de edad Coniaciense. La secuencia, a su vez está cubierta por lutitas silíceas y calizas del Campaniense-Maastrichtiense (1.500 m de espesor), seguida por otra espesa secuencia de flysch (más o menos 2.000 m) de edad Maastrichtiense a Eoceno inferior. Toda la secuencia está corrida (falla de corrimiento) sobre una zona volcada, delgada, con rocas de origen marino (denominada "Faja Volcada"), en el borde norte de la cuenca sedimentaria de Guárico (Fig. 1).

Historia Tectónica

Los eventos tectónicos mayores que resultaron de la compleja geología del Sistema Montañoso del Caribe, están resumidos en Stephan y otros (1980), comen-

zaron durante el Jurásico superior al Cretáceo inferior con la unión de una área oceánica de rocas del Jurásico inferior localizadas al norte del cratón de Sur América (Escudo de Guayana). El episodio compresivo produjo el primer corrimiento de rocas ofiolíticas hacia el sur (ofiolitas de Siquisique). Un cambio sustancial paleogeográfico tomó lugar durante la época Aptiense - Albiense y se relacionó con la apertura del Océano Atlántico Sur y estuvo acompañado por eventos magmáticos mayores. Vulcanismo ácido extenso ocurrió desde el final del Albiense al Turoniense, al mismo tiempo que se originó la cuenca del Caribe. El nuevo margen continental fue más tarde afectado por tres fases compresivas importantes durante el Senoniense, Paleoceno y Eoceno, lo cual dió como resultado la formación de grandes napas, que se desplazaron hacia el sur y fueron superpuestas una sobre otra. El surco de Barquisimeto, corresponde al límite entre los corrimientos de napas y la cordillera de montañas de Los Andes.

CADENA DE ISLAS DEL SUR DEL CARIBE

La cadena de islas del sur del Caribe incluye de oeste al este: el Archipiélago de Los Monjes, las Antillas Neerlandesas y el resto de Antillas venezolanas. Esas islas cubren una plataforma amplia desarrollada en una dirección noroeste y están separadas una de otra por depresiones bordeadas por fallas de rumbo noroeste. Las Antillas Neerlandesas y las Antillas menores venezolanas están genéticamente relacionadas una con otra; las islas están formadas de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Cretáceo inferior y rocas metamórficas del Terciario inferior, intrusionadas por batolitos silíceos a intermedios y por diques y sills silíceos a máficos. Rocas sedimentarias del Terciario a Reciente cubren esos batolitos.

La sección está mejor expuesta en las Antillas Neerlandesas, especialmente en Curazao (Fig. 3). Aquí, una secuencia de rocas volcano-sedimentarias del Cretáceo Inferior (Hauteriviense) a Paleoceno inferior, infrayace a los depósitos carbonáticos y clásticos del Eoceno (Formación Seroe di Cueba), que a su vez se encuentran cubiertas por las calizas del Mioceno a Cuaternario. La secuencia volcano-sedimentaria incluye tres unidades. La más inferior contiene unos 1.000 m de Cretáceo inferior (118 y 125 Ma, K-Ar) de lavas almohadilladas basálticas con algunos cuerpos de rocas ultramáficas (Formación Curazao Lava). La distribución de elementos trazas, ubica a eso basaltos en el grupo de

tholeitas del piso abisal. Esta unidad está cubierta por otra, la cual es esencialmente sedimentaria y contiene rocas silíceas pelágicas que gradan a clásticos muy gruesos (Grupo Knip). Flujos basálticos menores y tobas andesíticas aparecen en la parte superior e inferior de la unidad respectivamente. Sedimentos volcánico-clásticos Danienses de la tercera unidad (Formación Midden Curazao) cubren al grupo Knip e incluyen: conglomerados, areniscas, lutitas silíceas y lutitas. Peñones exóticos de naturaleza siálica se encuentran en la Formación Midden Curazao los cuales sugieren la proximidad del continente Suramericano. Batolitos dioríticos del Cretáceo superior intrusionan a la formación Curazao Lava y sills y diques intermedios intrusionan al Grupo Knip y a la formación Midden Curazao. La asociación completa está metamorfizada a la facies de la zeolita.

El núcleo de Aruba está formado de un batolito tonalítico de edad Senoniense, que intrusiona a la Formación Diabase Schist, la cual a su vez está compuesta de basaltos almohadillados y diabasas, conglomerados volcánico-clásticos, areniscas, tobas y escasos cherts pelágicos y calizas chérticas. Esta secuencia es similar a la de la formación Curazao Lava y los basaltos son también tholeitas abisales de bajo-K.

En Bonaire, la columna Cretáceo-Paleoceno incluye tres unidades litológicas bien definidas. La más antigua es una gruesa secuencia del Cretáceo inferior a Santoniense que consiste de andesitas, dacitas y su relación con piroclásticas, basaltos, diabasas y calizas chérticas (Formación Washikemba). En contraste a Aruba y Curazao las volcánicas de esta formación son tholeitas del tipo de arco de islas. Sedimentos marinos de aguas llanas de la segunda unidad (Formación Rincón) suprayacen la unidad volcánica en contacto de falla. Conglomerados y lutitas de origen fluvial de la tercera unidad (Formación Soebi Blanco) cubren los depósitos de la formación Rincón. La presencia de peñones de las formaciones Washikemba y Rincón indican una edad más joven, probablemente Eoceno, para la formación Soebi Blanco. Similar a la formación Midden Curazao, abundantes peñones de origen "extraño" sugieren una fuente siálica para estos sedimentos, probablemente derivados del continente Sur Americano. La Formación Soebi Blanco esta cubierta discordantemente por calizas y margas del Eoceno medio, que pueden correlacionarse con la formación Seroe di Cueba de Curazao.

Desde el Neógeno tardío en adelante, las Antillas Neerlandesas emergieron gradualmente y el record deposicional resultante consiste de taludes emergentes de corales y varias terrazas elevadas de calizas.

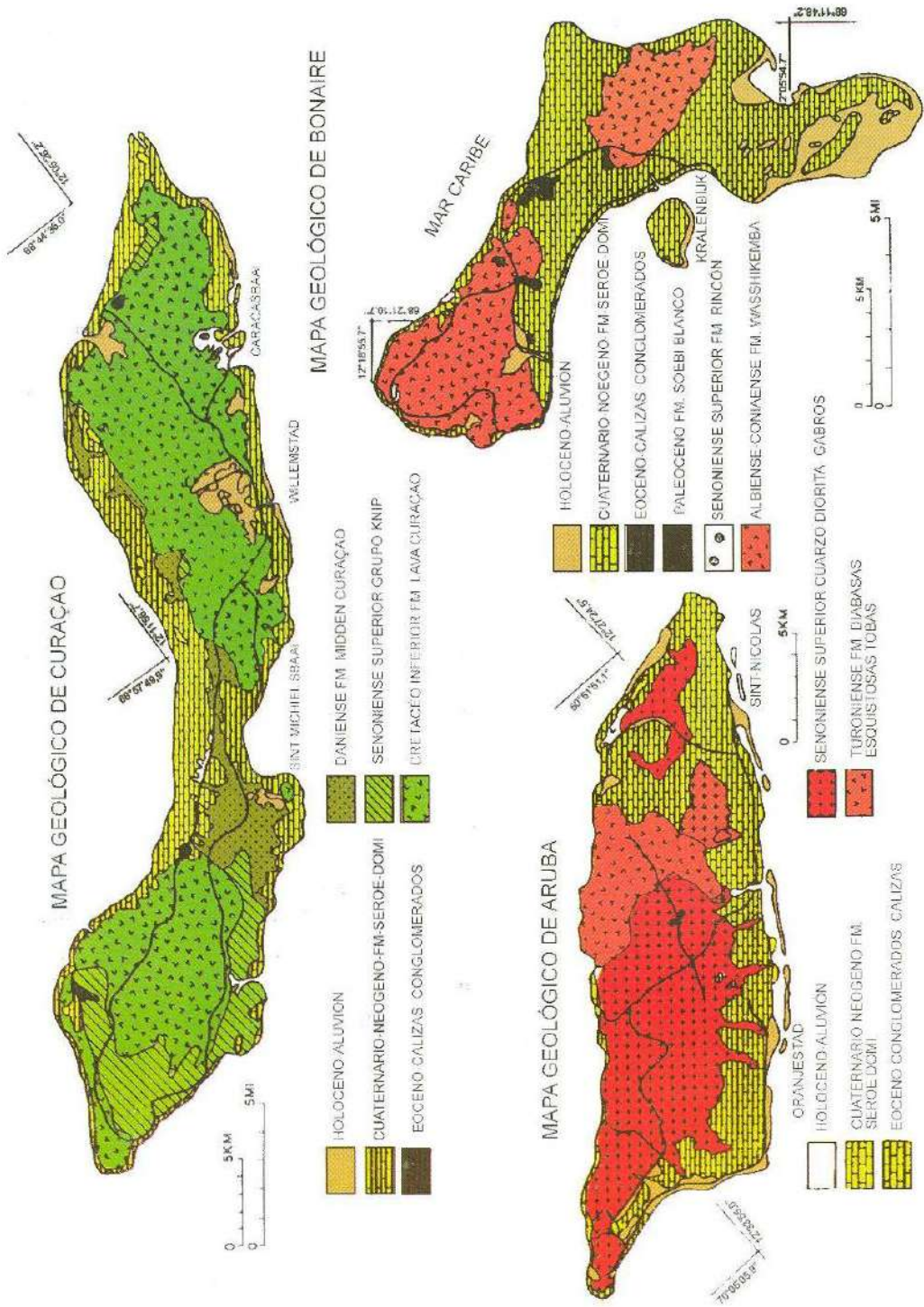


Fig. 3. Mapas geológicos simplificados de las Antillas Neerlandesas (después de HELMERS y BEETS 1977)

En las Antillas Venezolanas (Fig.1), el área expuesta sobre el nivel del mar es pequeña y la sección no está completa. Las rocas más antiguas afloran en la isla de La Orchila y consisten de esquistos cloríticos, filitas, gneises hornabléndicos y anfibolitas, gneises epidóticos y esquistos. Cuerpos ultramáficos de serpentinitas en pequeña cantidad y peridotitas, afloran hacia el centro de la isla. El metamorfismo está en la facies transicional entre esquistos verdes y anfibolitas, similares al grado metamórfico encontrado en la Cordillera de la Costa del Caribe Venezolano. Diabasas, granitos, granodioritas y diques pegmatíticos y aplíticos intrusionan a las rocas metamórficas y están también metamorfizados a la facies de la clorita y los esquistos verdes.

La Isla de Los Monjes consiste de ortoanfibilas (116 a 114 Ma, K-Ar) que representan basaltos metamorfizados, doleritas y gabros, con un contenido de bajo potasio. Pequeños cuerpos de dioritas y gabros cuarzo-hornabléndicos, afloran en la parte sur de Los Monjes de Norte, que es la isla más grande. En el Gran Roque, rocas ígneas máficas (meta-diabasas y meta-lamprofiros) están intrusionadas por cuerpos irregulares cuarzo-dioríticos y diques del Cretáceo tardío (66 a 71±6 Ma, K-Ar). Numerosos diques pegmatíticos y aplíticos más jóvenes intrusionan las cuarzo-dioritas.

La isla de La Blanquilla está casi completamente formada por un batolito de edad Cretáceo tardío (81 a 64 Ma, K-Ar), la Trondjemita de Garantón. Hacia el norte, el batolito grada a tonalita y está intrusionado por venas y diques pegmatíticos.

Gneises hornabléndicos, esquistos biotítico-epidóticos, anfibolitas y epidotas intrusionados por diques pegmatíticos (67 a 71 Ma, K-Ar), afloran en la isla de Los Hermanos, la cual se encuentra a unos 15 km al sureste de La Blanquilla. Esas rocas podrían representar la roca huésped para la Trondjemita de Garantón.

Basaltos tholeíticos y sus intrusivos equivalentes, afloran en la isla de Los Frailes, mientras que la isla de Los Testigos, consiste de un complejo volcánico meta-andesítico intrusionado por un plutón metagranítico (44 a 47 Ma K-Ar). Las rocas volcánicas son correlacionables con las rocas volcánicas de Los Frailes (66 Ma, K-Ar).

Finalmente en la isla Las Aves, la cual tiene una altura máxima de 5 m sobre el nivel del mar, un basamento volcánico de edad desconocida, está completamente cubierto por calizas de edad Cuaternario. Depósitos modernos de playa y terrazas coralinas encontrados varios metros sobre el nivel del mar en La Blanquilla, Los Roques, La Orchila y Los Testigos son evidencia de levantamientos recientes de esas islas.

BIBLIOGRAFÍA

- BEETS, D. J. (1977). Cretaceous and early Tertiary of Curacao, in Guide to geological excursions on Curacao, Bonaire, and Aruba. 8th Caribbean Geological Conference, *Document series N° 2*, pp. 7-17.
- BEETS, D. J.; MACGILLARRY, H. J.; KLAVER, G., (1977). Cretaceous and early Tertiary of Bonaire, in Guide to geological excursions on Curacao, Bonaire, and Aruba. 8th Caribbean Geological Conference, *Document series N° 2*, pp. 18-28.
- BELLIZZIA, A. (1972). Sistema Montañoso del Caribe. Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. VI Conferencia Geológica del Caribe, Mem, Isla de Margarita, pp. 247-258
- BELLIZZIA, A.; RODRÍGUEZ G. D. (1976). Geología del Estado Yaracuy. IV Congreso Geológico Venez., *Boletín de Geología Public., Esp. N° 5*. MMH, Caracas, Tomo VI, pp. 3317-3415.
- BELLIZZIA, A.; PIMENTEL DE BELLIZZIA, N.; MUÑOZ, M. I. (1981). Geology and tectonics of northern South América. Geodynamic Investigations Venezuela, *Boletín de Geología Public., Esp. N° 9*. MEM, Caracas, 140 p.
- BONINI, W. E.; HARGRAVES, R. B.; SHAGAM, R. (1984). The Caribbean - South American plate boundary and regional tectonics. Geological Society of America, *Memoir* 162, 421 p.
- BUTTERLIN, J. (1977). Geologic structure de la région des Caraïbes (Mexique - Amérique Central - Antilles - Cordillere Caraiibe). Paris, Masson, 259 p.
- CASE, J. E.; HOLCOMBE, T. L.; MARTIN, R. G., (1984). Map of tectonic provinces in the Caribbean region. In Bonini, W. E., Hargraves, R. B., and Shagam, R., eds., The Caribbean-South American plate boundaries and regional tectonics: Geological Society of America *Memoir* 162, 30 p.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE DE AROZENA, J. M.; PICARD CADILLAT, X., (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas, Tomos I - II, 1031 p.
- HELMERS, H.; BEETS, D. J. (1977). Cretaceous of Aruba, in Guide to geological excursions on Curacao, Bonaire and Aruba. 8th Caribbean Geological Conference, *Document series*, N° 2, pp. 29-35.
- MARTÍN F. C. (1978). Mapa tectónico, Norte de América del Sur. Dirección de Geología, MEM, Caracas, Escala 1:2.500.000.

- MENENDEZ, A., (1967). Tectonics of the central part of the western Caribbean mountains, Venezuela. In Proceeding, International Conference on Tropical Oceanography: Miami, Florida, University of Miami Studies in Tropical Oceanography, N° 5, pp. 103-130.
- RESTREPO, J. J.; TOUSSAINT, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombia Andes. *Episodes*, 11(3):189 -193.
- STEPHAN, J. F.; BECK, C.; BELLIZZIA, A.; BLANCHET, R. (1980). La Chaîne Caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. 26th Geological International Congress, *Resumes*, C.t., pp. 38-59.