

III

MATERIALES PETROGRAFICOS

ROCAS Y FORMACIONES DEL ISTMO DE PANAMA

MATERIALES PETROGRAFICOS. ROCAS Y FORMACIONES DEL ISTMO DE PANAMA.

1. **El Complejo basal.** América Central — y con ella el Istmo Panameño— descansa sobre un núcleo profundo, muy antiguo (“*ancient core*”) de rocas cristalinas y metamórficas pre-cámbricas muy deformadas, afirma Schuchert. Este complejo basal aflora en algunas partes de Honduras, del sur de Guatemala y de México (Chiapas y Oaxaca). El viejo núcleo o *protaxis* está recubierto en algunas regiones por formaciones sedimentarias de la era primaria (Carbonífero superior y Pérmico), secundaria (Jurásico y Cretácico) y terciaria. (Véase Figura 1). El complejo basal no aflora en Panamá y en cuanto a rocas y formaciones de la era primaria la opinión imperante en la mayor parte de los geólogos modernos es que tampoco hay ejemplares en lugar alguno del Istmo. Sin embargo, F. K. M. Müllerried (“*El Mapa Geológico de América Central*”. “*Revista de Geografía*”. Instituto Panamericano de Geografía e Historia. México. Números 10, 11 y 12. 1943) señala como de la era primaria o paleozoica a las rocas cristalinas que forman el núcleo del Macizo del Canajagua (Provincia de Los Santos) y a la Cadena Occidental de la Península de Azuero, granitos que a juicio del Dr. Woodring son pre-terciarios. Schuchert afirma, a su vez, (“*Bull. Geol. Soc.*” Vol. 40 pág. 339) que no parece haber existido en el puente terrestre Costa Rica-Panamá un vulcanismo intenso anterior al período Cretácico de la era secundaria. Posteriormente, A. A. Olson (“*Some tectonic interpretations of the Geology of Northwestern South America*” Proc. Eighth Scien. Congress. Washington. 1942. pág. 413), en acuerdo parcial con las teorías de Troll —anteriormente expuestas— sobre el concatenamiento geológico de América Central y del Sur, concluye afir-

mando que las estructuras de Panamá, del occidente de Colombia (Cordillera Costera o del Baudó, Andes Occidentales o Cordillera del Chocó, y Andes Centrales o Cordillera del Quindío) y del occidente de Ecuador forman parte de un antiguo bloque continental, integrado por rocas antiguas, que se extendía hacia el oeste por el Pacífico hasta una distancia desconocida pero suficiente para dejar dentro de él a la plataforma continental sobre la cual se levantaron las islas volcánicas del Archipiélago de las Galápagos. Este antiguo bloque bordeaba por el norte al geosinclinal colombiano (del cual y por plegamientos más recientes se formaron los Andes Orientales o Cordillera de Sumapaz, en Colombia) y por el sur, al geosinclinal del Perú. El reborde oriental del bloque aludido estuvo probablemente conectado con el viejo escudo de las Guayanas. (Véase Figura 11).

El problema de los orígenes y el de las rocas más antiguas del Istmo sigue siendo, como puede advertirse, un punto en discusión.

2. **Rocas ígneas y metamórficas.** (Véanse Figuras 12 y 18). Un hecho aparece comprobado: la superabundancia de rocas ígneas en el Istmo de Panamá. “Cuando se estudia el mapa geológico de Panamá —afirma Olson— la característica más sorprendente que se advierte es la gran extensión de rocas ígneas preterciarias en comparación con los sedimentos terciarios. La base de Panamá es principalmente ígnea y sobre ella descansan directamente los depósitos terciarios. En este aspecto, Panamá se diferencia bastante de las partes adyacentes de Costa Rica y Colombia, en donde los depósitos terciarios son mucho más extensos y cubren más amplias regiones” (“*Tertiary deposits of northwestern South America and Panama*”. Proc. Eighth. Amer. Se. Cong. Vol. IV. pág. 231).

Las fuerzas internas de la corteza, actividad volcánica, han dejado materiales petrográficos que se estiman originados en el período Jurásico de la era secundaria o mesozoica. Stosse (“*Geol. Map.*”, 1946) anota la existencia de rocas graníticas intrusivas del Jurásico y Cretácico en un núcleo central de la Cordillera Central Panameña que aproximadamente corresponden a los trayectos conocidos con los nombres de Serranías de Chiriquí y Tabasará. Otro

núcleo de las mismas rocas graníticas intrusivas del Jurásico y Cretácico situa Stosse en el núcleo montañoso que corre desde las cabeceras del río Mamoni en dirección noroeste, hasta las cabeceras del río Nombre de Dios. Mac Donald descubrió la naturaleza granítica del Macizo del Canajagua, que cubre la parte oriental de la Península de Azuero; y Mülleried (*"El Mapa Geológico de América Central"*, 1943) anota como rocas cristalinas a las componentes de la Cadena Occidental de la misma Península de Azuero, rocas cristalinas que estima de la era paleozoica o primaria. (Véase Figura 12).

Otro núcleo de rocas ígneas y metamórficas aparece empotrado en la Cordillera Central, hacia el noroeste del Volcán de Chiriquí, núcleo que se interna en territorio de Costa Rica. (Mapa de Stosse).

El resto de la Cordillera Central, desde la frontera costarricense hasta el abrupto corte del Cerro Trinidad (donde acaso comienza la gran falla del Istmo Central de Panamá, de que habla Olson) está todo integrado por rocas volcánicas preterciarias. Los mismos materiales componen la estructura de los relieves que corren en dirección norte-sur hacia el oeste de la Provincia de Veraguas, en la que E. Reclus llamó *"Península de Las Palmas"* (Picos de Lirí, Cerros Manigudá y Tambor, etc.) y que en el Mapa Regional de la *"Geografía de Panamá"* de J. D. Crespo (1928) se denomina *"Cordillera de Veraguas"*.

Materiales ígneos y volcánicos componen también el arco montañoso que desde la Sierra Llorona de Portobelo sigue hacia el nudo del Mamoni, se prolonga por la Cordillera de San Blas, por la Cordillera del Tacarcuna (en la frontera de Panamá y Colombia) y finaliza en la falla que ocupa la depresión transversal del Atrato (Stosse, Oppenheim).

Rocas volcánicas preterciarias constituyen así mismo la estructura de las Montañas de Chimán y de Río Congo, arco, que tras la interrupción del Golfo de San Miguel, se prolonga por las Serranías del Alto Darién (Sierras del Sapo, Bagre y Troncoso, Jungurudó, Pirre, Altos de Aspa-

vé o Espavé) para proseguir— ya dentro de territorio colombiano— por la Cordillera Costera o del Baudó que termina y cae sobre la depresión transversal del río San Juan (Stosse, Oprenheim, Olson); el Archipiélago de las Perlas parece ser una prolongación estructural de ese mismo ramal (Olson). (Véanse Figuras 12 y 18).

En la formación de estas grandes masas de rocas ígneas advierte Mac Donald (*"Isthmian Geology"*. *"Annual Report Isthmian Canal Commission"*. 1913) diferentes tipos de actividades volcánicas y distintos períodos de paroxismo o intensidad del fenómeno en tiempos preterciarios. Las rocas mas antiguas de la Zona del Canal revelan la existencia de dos períodos primitivos de actividad volcánica efusiva separados entre sí por un intervalo de reposo; durante ellos, los materiales petrográficos ígneos fueron arrojados explosivamente y solidificaron en la superficie. Se formaron así numerosas islas volcánicas que al emerger de las aguas quedaron dispuestas en archipiélago y cuyos cráteres arrojaron fragmentos de rocas ígneas y abundantes cenizas volcánicas, fragmentos y cenizas que se encuentran en la base de formaciones sedimentarias de la Zona del Canal (Bajo Obispo, Las Cascadas).

Otra fase posterior de intensidad volcánica ocurre en el Mioceno, en plena era terciaria, fase que fué muy extensa e intensa. Se trata ahora de una actividad volcánica de tipo quiescente, no explosivo, que derramó mantos y coladas y recubrió dilatadas áreas. Ocurrieron también grandes intrusiones de lavas de basáltos, andesitas, riolitas y dioritas, que atravesaron los depósitos sedimentarios formados con anterioridad al Mioceno, los perforaron con diques o filones, o bien los elevaron o combaron.

La última fase del vulcanismo activo originó el violento levantamiento del Volcán Barú o de Chiriquí en tiempos posteriores al Mioceno. Este aparato volcánico, el mas hermoso de toda la República, forma parte del Eje volcánico centroamericano Nicaragüense, que desde el Volcán Cosigüina (situado en las márgenes del Golfo de Fonseca) sigue hacia el sur hasta el mismo Volcán chiricano. (Pedro Sánchez). (Véase Figura 32). En otras montañas

del Istmo Panameño hay también evidencias de manifestaciones volcánicas ocurridas durante los períodos Plioceno y Pleistoceno (Mac Donald). (1).

Según Mac Donald, los principales materiales ígneos panameños son los siguientes:

a). *Rocas intrusivas o de profundidad*, solidificadas en el interior de la corteza:

1. *Granitos intrusivos* del Jurásico y Cretácico; 2. *Granodioritas*, muy abundantes en la base de la cuenca del Chagres; 2. *Dioritas*, que forman el núcleo de las montañas panameñas. (Véase Figura 13).

b). *Rocas efusivas*, solidificadas sobre la superficie y después de haber corrido por ella:

1. *Andesitas* (la Andesita hornblenda es la roca madre del Istmo Panameño, afirma Terry); la Punta de Farfán (Zona del Canal, próxima a la ciudad de Panamá) es toda de andesita, material muy abundante también en el Volcán de Chiriquí; 2. *Riolitas*; el Cerro Ancón, que con su gracil silueta domina el paisaje urbano de Panamá-Balboa y Ancón, es una gran masa de riolita; 2. *Metabrechas*, tobas volcánicas, conglomerados y brechas metamorfoseadas; son muy abundantes en las colinas de la Zona del Canal (Culebra, Paraíso, Emperador); cerca de sus masas suelen encontrarse diques basálticos; 4. *Basaltos*, rocas básicas de tonos oscuros o negruzcos, que yacen en coladas y diques. Por su gran fluidez al tiempo de verterse sobre la superficie pudieron alejarse mucho del lugar de emisión; la mayor parte de las colinas elevadas de la Zona del Canal están constituídas por masas de lavas o de diques basálticos (Véase Figura 14); 5. *Barros volcánicos*, originados por grandes coladas enfriadas y endurecidas superficialmente (por ejemplo, el conglomerado de Las Cascadas); suelen presentar estructura columnar y son muy sensibles al desgaste por meteorización o interperismo (*weathering*) cuando están expuestas al aire libre.

(1) F. Mülleried señala, en su Mapa Geológico de América Central, como Volcán Panameño al conjunto de relieves que bordean El Valle. El aspecto de algunos de los Cerros —La Silla, Coscorrón, etc.— recuerda el de espigas (*neck*) de aparatos volcánicos. Abundan las cenizas volcánicas y se han advertido en El Valle pequeños sismos locales.

3. **Formaciones terciarias y cuaternarias.** (Véase Figura 18). Los depósitos terciarios de Panamá y del norte y oeste de América del Sur presentan notables semejanzas tanto en su desenvolvimiento estratigráfico cuanto en su contenido faunístico, afirma Olson (*"Tertiary deposits of northwestern South America and Panama"*, op. cit. pág. 230). Esta característica es del mayor interés ya que dichos depósitos están situados parte en las márgenes del Pacífico y parte sobre las del Caribe, regiones ahora separadas por tierras altas y que pertenecen actualmente a provincias de fauna diferente. Los depósitos cuyo período puede ser determinado comienzan por lo general con formaciones del Eoceno superior integradas por conglomerados, areniscas y calizas coralígenas que descansan en posición discordante o transgresiva sobre el basamento de rocas volcánicas preterciarias. Los sedimentos del Oligoceno medio suelen iniciarse con gruesos y toscos conglomerados o areniscas frecuentemente asociados con calizas marinas foraminíferas, a las que se superponen espesos mantos de esquistos de origen marino exclusivo; el Oligoceno inferior fué un período de fuertes deformaciones y levantamientos en contraste con el Oligoceno superior, período encalmado donde predominaron los fenómenos de deposición. Los sedimentos típicos del Mioceno se inician con areniscas o conglomerados originados en aguas poco profundas o aún en playas que denuncian los comienzos de una transgresión marina, en posición discordante. Los depósitos marinos del Plioceno y del Pleistoceno están ampliamente extendidos por la región del Pacífico; en el suroeste de Panamá, tales formaciones presentan un gran espesor y están sumamente deformadas.

Los sedimentos terciarios panameños aparecen dispuestos en fajas o cinturones marginales, acumulados por entradas de agua en tierra (*"embayments"*), de poco ancho pero a veces de gran longitud. Una zona continua de formaciones sedimentarias se extiende desde Gatún hasta la ciudad de Panamá, salvando la Divisoria Continental de aguas, y desde dicha ciudad sigue por la cuenca del río Bayano para prolongarse luego mas hacia el este, por las cuencas del Chucunaque y del Tuyra y alcanzar la depresión del río Atrato. Otra gran faja de depósitos terciarios

corre por el oeste en las tierras bajas de las Provincias de Coclé, Veraguas y Chiriquí, bajando por parte de la Provincia de Herrera. La otra región terciaria importante bordea la Laguna de Chiriquí (Provincia de Bocas del Toro); "esta área debe considerarse como una prolongación de la zona terciaria del oriente de Costa Rica".

Las formaciones terciarias panameñas van desde el Eoceno hasta el Plioceno. Los estratos mas antiguos, fechados por sus fósiles como del Eoceno superior, se encuentran en la Provincia de Los Santos, en la cuenca del Tonosí, en la llamada formación de Búcaro; esos mantos reposan sobre andesitas en Punta Guánico; al oeste de dicha Punta, a lo largo de la playa de Guánico, hay formaciones sedimentarias todavía mas antiguas pero que carecen de fósiles lo que hace muy difícil poder determinar su edad; Olson cree que, tentativamente, se pueden referir al Eoceno inferior o medio. Cerca de la Punta de Cambutal (próxima a Morro Puercos) hay fragmentos de andesitas asociados con areniscas y rocas verdes eruptivas probablemente preterciarias.

Los depósitos terciarios de la Zona del Canal son los únicos que hasta ahora han sido totalmente analizados y descritos y se consideran como típicos para todo el Istmo Panameño; sin embargo, en muchos aspectos esa región es excepcional y contiene formaciones que no existen en otras partes del Istmo, no tienen equivalentes, tales como las de Culebra, Emperador y Cucaracha.

a) *Formaciones del Eoceno.* (Véase Figura 15). Muy extendidas por Panamá, se presentan en todas las principales cuencas sedimentarias. Comienzan, en muchos casos, con calizas sobre las que yacen esquistos; frecuentemente existen materiales volcánicos (tobas). En las margas calcáreas y en las calizas los fósiles dominantes son foraminíferos y algas calcáreas (especies: *Discocyclina*, *Asterocyclina* y *Lepidocyclina*); alguna fauna de moluscos ha sido hallada en la formación de Búcaro (Provincia de Los Santos) y en el río Terable (afluente del Bayano), cerca de El Llano (Provincia de Panamá).

La *formación de Búcaro* se halla al sur de la cuenca del río Tonosí (Provincia de Los Santos); la localidad me-

por conocida (Terry y Olson, 1933) está en Búcaro, cerca de la Punta Guánico, Punta en la que terminan una serie de colinas ígneas que cierran parcialmente por el sur a la cuenca del Tonosí. Una falla separa los materiales ígneos de dicha Punta de las rocas sedimentarias de Búcaro. Los lechos inferiores de esta formación consisten en gruesas brechas basálticas cementadas con calizas; contienen muy pocos fragmentos de fósiles muy deteriorados. Unos 20 piés mas arriba se presentan gruesas areniscas que presentan gran cantidad de fragmentos de masas de lava, en forma de bombas; las areniscas que están por encima carecen ya de material volcánico. La estructura de estas capas inferiores de Búcaro refleja que unas etapas de actividad volcánica fueron contemporáneas con la sedimentación de los mantos inferiores del Eoceno.

El espesor de las rocas eocénicas que aparecen expuestas al norte de Punta Guánico es aproximadamente de unos 2,000 piés. Los lechos inferiores están compuestos por gruesas areniscas de color gris oscuro, por conglomerados y esquistos arenosos. Los conglomerados contienen restos de árboles carbonizados y silicificados. Por encima, pizarras de color negro o azul-verdoso con delgadas capas de areniscas silíceas. Todos esos mantos tienen de espesor unos 1,500 piés; la zona fosilífera comienza a unos 50 piés de la sección expuesta. Varias de las zonas fósiles están formadas principalmente por conchas de *Venericardia* con conchas de ostras y otros fósiles; *Aturia* se encuentra ocasionalmente en las capas inferiores pero abunda hacia los niveles de 200 a 300 piés. Vetas y filones de calcita perforan dichas rocas.

La fauna de moluscos del Eoceno de Búcaro no está completamente estudiada; sus especies mas típicas (que presentan afinidades con las de Talara, en Perú) son: *Aturia peruviana* Olson, *Venericardia tonosiensis* Rutsch, *Noetipsis Woodringi* Mac Neil, pequeñas especies de *Raetomya*, *Spisula* sp., *Tellina* sp., *Cardium* cf. *samanicum* Olson, *Conus* cf. *peruvianus*, Olson, *Lyria* sp., *Clavilithes* sp., *Xancus* c. *peruvianus* Olson y *Harrisonella* cf. *peruviana* Olson.

En la costa de Búcaro y hacia los 500 piés existen gruesas areniscas foraminíferas de coloración azul y cali-

zas arenosas amarillentas; el fósil típico de este horizonte es *Lepidocyclina panamenensis* Cushman; a alguna mayor elevación hay un horizonte de esquistos de calizas de coloración oscura que continen *Operculina*; este horizonte se repite en otros lugares de la cuenca de Tonosí. El contacto entre aquellos lechos foraminíferos superiores y los propios del Eoceno de Búcaro presenta una marcada disconformidad. Cerca de Punta Marinero (al este de Punta Guánico) se encuentran calizas macizas de orbitoides y algas que descansan directamente sobre rocas ígneas o sobre areniscas y dioritas. Las calizas de orbitoides se hallan también en Tonosí envueltas por mantos del Oligoceno.

Con el nombre de *formación de David* se conoce una ancha faja que recubre gran parte de las tierras bajas de la Provincia de Chiriquí, al oeste de la República de Panamá. Son rocas del Eoceno superior compuestas por calizas foraminíferas o por pizarras y areniscas que contienen, mezcladas o restringidas en su base, calizas. Esta formación corresponde con la Saman del Perú y se formó durante la expansión máxima de los mares del Eoceno superior.

Las calizas foraminíferas y de algas se presentan en las proximidades de la ciudad de David (capital de la Provincia de Chiriquí) en forma de mantos de extensión y espesor variables. Contienen, entre otros fósiles, *Lepidocyclina panamensis*, *duplicata*, y *macdonaldi*. Calizas semejantes, descansando sobre una base de rocas ígneas, se encuentran también en el Breñón (cerca de la frontera de Panamá y Costa Rica) y en la Península Burica, zona que se extiende hacia el oeste por territorio costarricense. Las Calizas del Breñón contienen *Lepidocyclina gigas* y otros fósiles del Oligoceno.

En la parte central del Istmo de Panamá y corriéndose desde allí hasta Darién, existe otro gran cinturón de depósitos del Eoceno. Comienza en la parte superior de la cuenca del río Chagres, cerca de la represa de Madden, se prolonga hacia el sur y cruza la Divisoria Continental de aguas próximo a Calzada Larga para descender, por la vertiente del Pacífico, hasta la ciudad de Panamá desde donde gira hacia el este en dirección de Chepo, continua por la cuenca del río Bayano y penetra en la

parte superior de la cuenca del río Chucunaque. Las calizas del alto Chagres contienen una fauna de foraminíferos con las siguientes especies: *Discocyclina* sp., *Asterocyclina georgina* Cushman, *Lepidocyclina chaperi* Lemoine, *Operculina* cf. *ocalana* Cushman y *Heterostegina ocalana* en su variedad *glabra* Cushman. Pizarras con pequeños foraminíferos forman la base de la formación eocena en algunas partes de la cuenca del Chagres. En la ciudad de Panamá (la llamada por Mac Donald "formación Panamá"), los depósitos del Eoceno consisten principalmente en tobas y areniscas tobáceas en las cuales las calizas han quedado reducidas a muy delgadas capas en las partes mas bajas de la formación; estas tobas fueron anteriormente consideradas del período Plioceno. Las tobas de la formación Panamá se prolongan por el este hasta El Llano (sobre el río Bayano) en mantos de gruesas areniscas con abundante *Lepidocyclina* y restos de crustáceos (*Zonitopsis terryi* Rathbun); en El Llano y en la cuenca del Bayano, calizas de orbitoides y de algas forman la base de los depósitos del Eoceno, los cuales descansan sobre un basamento de rocas ígneas; los mantos superiores consisten principalmente en tobas. En el río Terable (que vierte al Bayano en El Llano) hay margas azules con moluscos muy bien preservados, siendo las principales especies *Apulina* asociada a *A. depressa* Lamarek y *Potamides* mas otras numerosas especies pequeñas. Las calizas del Eoceno están frecuentemente expuestas en los bancos y terrazas del río Bayano, aguas arriba de El Llano, como en el Tiburón, la Bóveda y en el curso inferior del río Paja; estas calizas presentan conglomerados en su base. Capas delgadas de calizas se presentan también en niveles mas altos y pizarras tobáceas frecuentemente asociadas con areniscas calcáreas muy duras que contienen gran cantidad de materiales volcánicos gruesos.

Los mantos del Eoceno en el Darién no están bien conocidos todavía; en algunos lugares aparecen como típicos los mantos de calizas de orbitoides en la parte basal de la formación sedimentaria. Hay fauna de *Ampullina* y *Hermesinus*.

Calizas del Eoceno se encuentran también en la Provincia de Bocas del Toro; no son aún bien conocidas y con-

tienen pocos fósiles; difieren de las calizas del Chagres y de la formación de David por su carácter subcristalino. Las partes bajas contienen mucho material volcánico.

b). *Formaciones del Oligoceno.* (Véase Figura 15). En las localidades donde las calizas forminíferas del Eoceno son muy espesas (como ocurre en la cuenta superior del Chagres, en Tonosí (Provincia de Los Santos) y en el Breñón (Provincia de Chiriquí), las capas superiores contienen fósiles que pertenecen al período Oligoceno (*Lepidocyclina* cf. *gigas*); en otros lugares el Oligoceno comienza con conglomerados recubiertos por calizas que a su vez lo están por pizarras. Las formaciones oligocénicas mejor estudiadas pertenecen al territorio de la Zona del Canal y sus alrededores. La base sedimentaria, a lo largo de la Zona, consiste en mantos de los llamados *Conglomerados de Bohío*, conglomerados recubiertos por calizas y capas calcáreas que remontan hacia el este por la cuenca superior del Chagres. Incluyendo los alrededores de Balboa (Zona del Canal) y los de la ciudad de Panamá, que tienen como base tobas del Eoceno, las rocas sedimentarias más antiguas del Oligoceno son los Conglomerados de Bohío, estudiadas por Hill en los cortes y canteras expuestas en la antigua localidad de Bohío. Consisten en fragmentos redondeados y angulares de rocas ígneas negruzcas (augitas y andesitas) cementadas por una toba oscura muy descompuesta; a primera vista parece una roca ígnea pero examinada detenidamente se advierte una estratificación donde muchos fragmentos redondeados (cantos rodados) indican un transporte por agua. Presenta mantos de guijarros y guijas muy gastados separados por capas de areniscas y de arcillas; los mantos inferiores manifiestan más aspecto de conglomerados que los superiores donde la estratificación aparece mejor dispuesta aunque conserva su aspecto macizo y contiene abundantes cantos rodados de andesita y otros materiales ígneos. Los mantos superiores suelen también contener capas de margas y arcillas de orbitoides, que muestran ya una transición a la formación de Culebra. La planta fósil *Taenioxylon multiradiatum* Félix (encontrada en los cortes de Bohío) pertenece a estos conglomerados (Vaughan), planta que también se encuentra en las formaciones de Culebra y Cucaracha (Zona del Canal) indicando su afinidad estratigráfica con

los conglomerados de Bohío. En lugares muy próximos a Bohío los conglomerados están recubiertos por una angosta capa de calizas blancas o de margas que contienen *Lepidocyclina canellei* Lemoine y Douvillé y muy pocos fósiles, como el *Turritella meroensis* Olson; parece probable que la zona de *Lepidocyclina canellei* es un horizonte constante que recubre los conglomerados de Bohío y que se encuentra en la base de la formación de Culebra. Cerca de Peña Blanca (pequeña localidad próxima a Bohío y ahora recubierta por las aguas del Canal) se encontraron algunos moluscos, así como *Turritella meroensis* Olson, especie que se halla en las areniscas de Mancora (Perú).

Los mantos mas típicos de la formación de Culebra (Véanse Figuras 19 y 20) aparecieron al hacerse las excavaciones del Canal, entre las pequeñas poblaciones de Emperador y Pedro Miguel (Zona del Canal). Contienen una fauna de foraminíferos, corales y moluscos. Según Mac Donald, la formación presenta dos partes típicas. La parte inferior está formada por mantos de pizarras oscuras, tiernas y de coloración negrusca, margas y arcillas carbonosas con algunos guijarros, arenas y capas de tobas; hay algunas capas de esquistos ligníticos; la formación contiene, en conjunto, considerable cantidad de material orgánico. La parte superior está formada por mantos calcáreos y capas de calizas arenosas y areniscas calcáreas separadas por arcillas carbonosas oscuras y tobas de muy fina estratificación.

La formación de *Cucaracha*, que recubre a la de Culebra, (Véase Figura 21) está compuesta principalmente por arcillas volcánicas de composición andesítica; su coloración es generalmente verdosa, sin que falten capas de color rojizo. Hay también mantos de pizarras ligníticas así como de gravas y arenas tobáceas.

Las *Calizas de Emperador* tienen una coloración muy clara de caliza pura y suave; la mayor parte de sus afloramientos se presentan en pequeñas extensiones. La sección de Las Cascadas presenta un espesor de unos 25 pies de calizas que recubre la parte superior de la formación de Culebra; en otros lugares las calizas descansan directamente sobre los conglomerados de Bohío. Según el Dr. Woodring y por lo que concierne a la fauna de molus-

cos, no hay base para considerar las calizas de Emperador como mas jóvenes que la zona faunal mas baja de los mantos superiores de la formación de Culebra; parecen representar residuos de calizas colarígenas en las partes superiores de la formación de Culebra. Las calizas de Emperador encierran una fauna de unas 57 especies de algas, foraminíferos, corales (muy abundantes: unas 26 especies), equinoides, bryozoarios, moluscos y crustáceos. El estudio de esta fauna coralígena ha permitido apreciar las estrechas relaciones existentes entre la formación de Culebra y las calizas de Emperador que Olson considera como del Oligoceno superior. Los afloramientos de Culebra y Emperador son muy escasos y están recubiertos por espesa vegetación. Las calizas del río Chilibrillo y de los alrededores de la represa de Madden son una formación del Mioceno; las de Caimito pertenecen al Oligoceno.

Fuera de estas bien estudiadas formaciones oligocénicas de la Zona del Canal se presentan en el Istmo de Panamá otras muchas. En la Provincia de Bocas del Toro, fronteriza con Costa Rica, se prolonga la *formación de Uscari*, donde el Oligoceno consiste en conglomerados y calizas a las que siguen pizarras oscuras. Los mantos inferiores y medios de la formación de Uscari pertenecen al Oligoceno superior; los superiores pueden ser considerados como del Mioceno. La zona de areniscas y conglomerados que existe entre los 800 y 1000 piés por debajo de la cima de Uscari (conocida como zona *Dentalium*) parece marcar la separación entre el Oligoceno y el Mioceno. El Uscari inferior los forman típicos esquitos negros libres de arena que se torna en calcáreo mas hacia abajo y, finalmente, en calizas. En Costa Rica, donde esta formación presenta su máximo desenvolvimiento, presenta un espesor de unos 5,000 piés; es mucho mas delgada en Bocas del Toro.

Una formación equivalente a la Uscari se encuentra muy extendida en Darién desde donde penetra en el noroeste de Colombia. Los esquitos de Tapaliza (Darién), como los de Uscari, prseentan mantos superiores que corresponden al Mioceno y mantos inferiores pertenecientes al

Oligoceno. La fauna de Moluscos es mayor en Tapaliza que en Uscari aunque los fósiles dominantes son foraminíferos.

En la cuenca del Bayano, aguas arriba de El Llano, las rocas del Eoceno superior —formadas por calizas y tobas sedimentarias— están recubiertas por series de gruesas areniscas mezcladas con capas de conglomerados, dispuestas por series de gruesas areniscas mezcladas con capas de conglomerados, en estratificación discordante con las tobas del Eoceno; rocas de este tipo aparecen también en las bocas del río Mamoni, cerca de Chepo. Esta formación ha tenido una estrecha correlación con los conglomerados de Bohío y, como éstos, corresponde al Oligoceno.

Conglomerados semejantes y areniscas volcánicas se encuentra en el borde meridional de la Isla del Rey, la mayor del Archipiélago de las Perlas, constituyendo la estrecha garganta Peninsular que va desde Punta de Cocos hasta Mafafa (ahora llamada Esmeralda). Estos conglomerados de areniscas volcánicas están en estratificación discordante sobre las series de tobas duras y areniscas tobáceas de las islas de las Perlas; aparte de algunos restos de plantas pobremente preservados, no se conocen ningunos fósiles.

Por las Provincias Centrales panameñas (la extensa llanura que corre desde Aguadulce (Provincia de Coclé) hasta Santiago de Veraguas (Provincia de Veraguas) y desciende hasta las tierras borderas del Golfo de Montijo) se extiende la llamada *formación de Santiago* (Hershey), compuesta por estratos de areniscas y esquistos, considerada por Olson del Oligoceno Superior, aunque Woodring la estima del Mioceno inferior. Los estratos de Montijo yacen en estratificación discordante sobre las calizas de Torio; correspondense con la formación de Bohío y son, por tanto, del Oligoceno medio.

Formaciones oligocénicas existen también en la Península de Azuero, en la Provincia de Los Santos y en parte de la de Veraguas; la localidad mejor conocida es Cerro Bombacho, situado entre Macaracas y la cuenca de Tonosí. Contiene las siguientes especies fósiles: *Ampullinopsis amphora* Heilprin (probablemente *spenceri* Cooke)

junto con *Dreissenia (mytilopsis)*; su *Turritella gatunensis* es probablemente *Turritella tristis* Brown y Pilsbry o *Turritella meroensis* Olson. Cerca del río Mariato, en río Negro, se han colectado especímenes de *Ampullinopsis* probablemente *spenceri* Cooke, en la base de unas series pizarrosas recubiertas por arenismas y conglomerados.

c) *Formaciones del Mioceno.* (Véase Figura 16). Las rocas sedimentarias mas importantes de Panamá pertenecen al período Mioceno y han sido intensamente estudiadas por su riqueza fosilífera. Excelentes colecciones de los abundantes y bellos fósiles de Gatún existen en los principales museos del mundo.

Los estratos del Mioceno inferior, a los cuales pertenecen las partes superiores de las formaciones de Uscari y Tapaliza, consisten generalmente en pizarras negras excepto en la Zona del Canal donde están formadas por areniscas pertenecientes a la formación de Caimito de Madden Dam. Los estratos superiores de Uscari contienen fauna de moluscos y son muy ricos en pequeños foraminíferos. Los estratos del Mioceno medio y superior son muy ricos en moluscos.

Desde el punto de vista estratigráfico, las formaciones miocénicas panameñas son de extraordinario interés por las evidentes discordancias que presentan; tal vez la mas importante es la discordancia existente en la base del Mioceno medio en la formación de Gatún; esta característica regional se encuentra también en Costa Rica, norte de Colombia, Ecuador y Perú; parece ser común en todo el norte de América del Sur.

Los fósiles de Gatún, descritos por Conrad en 1855, fueron la primera prueba de la existencia de rocas terciarias en Panamá; desde entonces han sido muchos los estudios efectuados por geólogos e ingenieros (Dossman, Dall, Toula, Brown y Pilsbry, Vaughan, Cushman, Olson, etc.) Woodring estimó que la fauna de moluscos de Gatún asciende a unas 400 especies, de las cuales mas de la mitad todavía no han sido descritas. Los estratos miocénicos de la Provincia de Bocas del Toro (región de la Laguna de Chiriquí y sus islas, y de la Península Valiente) son asimismo muy ricos en fósiles; idéntica riqueza se ha encontrado a lo largo del río Tuyra y del río Chucunaque, en la Provin-

cia de Darién. Muchas de las colecciones formada en la Zona del Canal fueron obtenidas durante las excavaciones del Canal en lugares ahora recubiertos de nuevo por la espesa vegetación tropical; en las canteras de Mount Hope y entre los ríos que desagüan al Lago Gatún se consiguen fósiles abundantísimos.

En la Zona del Canal, el Mioceno se encuentra sólo en la vertiente del Caribe formando un área pequeña que va desde la represa de Madden, sobre el río Chagres, a través de Gatún y de la ciudad de Colón hasta un punto de la costa situado unos treinta millas al oeste de Colón. Comparados con los espesos mantos miocénicos de Bocas del Toro y Darién (Tuyra-Chucunaque), los de la Zona del Canal son mucho mas delgados, midiendo sólo algunos cientos de piés. Los esquistos de Uscari, tan importantes en otras partes de Panamá, están representadas en la Zona del Canal únicamente por las areniscas de la formación de Caimito. En Gatún se han distinguido tres divisiones del Mioceno separadas entre sí por discordancias.

La *formación de Caimito* o areniscas de Alhajueta forman una unidad estratigráfica (que se extiende por los alrededores de la represa de Madden, en el río Chagres); contiene típicos fósiles del Mioceno, cuyas especies mas abundantes son *Dinocardium*, junto con *Panope*, *Amusium luna*, *Pecten gatunensis*, *Cyathodonta gatunensis*, *Macrocallista* y *Ficus*. La parte inferior de la formación es tan calcárea que casi constituye una verdadera caliza muy soluble; la mayor parte de los afloramientos muestran una marcada corrosión de los planos de disyunción o diaclasas; las cavernas de Chilibrillo parecen estar en estos lechos o parcialmente en areniscas de Caimito. Esta zona de calizas es una formación de playa compuesta casi exclusivamente de restos de barnaclas (del grupo *Balanus concavus*) y de fragmentos de ostras; está estrechamente relacionada con las calizas del Toro y de Gatún. Hacia el sur, las calizas de Chilibrillo se convierten en un depósito mas típicamente marino que contiene gran cantidad de corales, equinoides, moluscos y otros fósiles, pero sin *Lepidocyclina*. La formación arcillosa llamada de Culebra representa una serie de depósitos de gravas y pizarras arenosas formada en aguas poco profundas.

En Gatún, el equivalente de la formación de Caimito yace en estratificación discordante por debajo de la formación propia de Gatún; la localidad fosilífera de Vamos a Vamos parece pertenecer a esta formación.

La formación de Gatún (así denominada por Brown y Pilsbry) presenta tres partes; la inferior y la superior están compuestas por depósitos marinos de areniscas muy fosilíferas, pizarras y calizas arcillosas; la parte central, de mantos de areniscas tobáceas, contiene muy pocos fósiles marinos. Areniscas del Gatún inferior se encuentra en la base de las esclusas de Gatún, en el Canal de Panamá, y aparecen expuestas también en bancos y terrazas del río Chagres. Estos afloramientos yacen en estratificación en bancos y terrazas del río Chagres, en posición discordante sobre las areniscas más antiguas de la formación de Caimito; por su contenido de fósiles son interesantísimas para el conocimiento del Mioceno de la Zona del Canal. Esta sección presenta los siguientes miembros:

a) *Bajo Gatún*. Areniscas arcillosas de coloración clara y grisácea; toscamente estratificadas, presentan algunos guijarros. Espesor: unos 15 pies. Principales fósiles: *Pecten gatunensis* Toula, *Arca Dariensis* Brown y Pilsbry, *Clementia dariena* Conrad, *Antigona columbiana* Anderson, *Conus molis* Brown y Pilsbry, *Turritella gatunensis* Conrad, etc.

b). *Superficie de contacto*. Areniscas mas duras y de coloración mas clara en su base; su superficie, muy endurecida, muestra huellas y oquedades producidas por moluscos y gusanos; muchos de estos huecos contienen detritus y fragmentos de *Pecten gatunensis*, *Spondylus*, *Antigona*, *Ostrea*, restos de corales y de rocas ígneas.

c). *Series de la presa de Gatún (Spillway)* (el Caimito). Gruesas areniscas tobáceas de coloración grisácea, marrón o negra meteorizadas en arcillas de un rojo y amarillo brillantes. Hay guijarros de origen volcánico junto con material lignítico, impresiones de hojas, tallos de planta y algunos fósiles marinos como *Bitium*, *Cerithium*, *Conus*, *Arca*, *Tellina* y *Nucula*.

En la base de este Gatún inferior (descubierta al excavar las esclusas) existen areniscas impermeables y

conglomerados; el conglomerado basal corresponde a la zona de disconformidad y las areniscas duras de la sección de la presa (*Spillway*), junto con las areniscas tobáceas y las bandas de conglomerados, a la formación de Caimito.

La parte central de la formación de Gatún está compuesta por sedimentos procedentes de cenizas volcánicas; consiste en areniscas tobáceas azulosas, esquistos tobáceos, conglomerados y frágiles pizarras de coloración clara; las areniscas contienen numerosos residuos de plantas tan abundantes que forman lignitos impuros; hay, además, una zona con restos de ostras.

La parte superior de la formación de Gatún la integran principalmente areniscas marinas, y mantos de pizarras y guijarros muy fosilíferos. Aflora en las canteras de Mount Hope (en las inmediaciones de la ciudad de Colón) y en la región occidental del Canal donde queda recubierta por la formación de Toro.

La *formación del Toro* recubre inmediatamente a la parte superior de la de Gatún en contacto de estratificación discordante. Contiene las rocas terciarias más jóvenes de la región de Gatún y pertenece, probablemente, al Mioceno superior. En Río Piña, al oeste de la ciudad de Colón, es muy delgada pero ya en El Escobal su espesor alcanza a 150 pies. *Anomia* cf. *simplex* es su fósil más común, aunque en algunas localidades hay también *Plicatula*. La zona *Anomia* no aparece en el Río Salud.

En la Punta de Toro, que cierra por el oeste la Bahía de Limón, y en las canteras que hay al oeste de Gatún la formación está compuesta por calizas conchíferas formadas por fragmentos de barnaclas, *Pecten*, pequeñas ostras y residuos de equinoides. Es una antigua playa. Estas calizas descansan discordantemente sobre las areniscas de la parte superior de la formación de Gatún; hay también restos de organismos marinos. Los fósiles encontrados en esta zona de contacto son restos de ostras y gusanos. Hacia el oeste, las calizas de Toro pasan a convertirse en Areniscas verdes con *Amusium*. Las calizas de Toro propias contienen pocos fósiles siendo los principales: *Pecten maldonaldi* y *Epitonium toroensis*.

La sección de la formación de Toro y la parte superior de la formación de Gatún en Río Piña es así:

Formación de Toro. 1. Areniscas limosas granulares, finas, con meteorización oscura (marrón). Con *Pecten maldondldi*, *Pinna*, *Ostrea* y *Amusium*. Espesor: 20 piés. 2. Fragmentos de calizas conchíferas. Espesor: 35 piés. 3. Calizas muy claras con *Pecten macdonaldi*. 10 piés. 4. Calizas arenosas, gruesas, con *Pecten* y fragmentos de barnaclas. Espesor: 30 piés. 5. Calizas arenosas de color oscuro con pequeños bivalvas. Espesor: 10 piés. 6. Areniscas oscuras con calizas grisáceas, con fragmentos de barnaclas, *Turritella*, y *Chione* cf. *mactropsis*. Espesor: 10 piés. Espesor total de esta formación de Toro: 115 piés.

Zona Anomia. Mantos delgados con conchas de *Anomia*. Espesor: 2 ó 3 pulgadas.

Parte superior de la formación de Gatún. 1. Areniscas azulosas con *Chione mactropsis* y calizas arenosas marrón claro. Espesor: 20 piés. 2. Calizas arenosas, gruesas, marrón claro, con *Crassatellites*. Espesor: 30 piés. 3. Areniscas azulosas muy fosilíferas con restos de plantas y delgadas capas de calizas azulosas. Espesor: 15 piés. Espesor total del alto Gatún: 65 piés.

Parte media de la formación de Gatún. 1. Areniscas tobáceas azulosas. Espesor: 35 piés. 2. Areniscas tobáceas con restos de plantas en sus capas bajas. 3. Areniscas con guijarros y tobas grisáceos y negruzcos. El resto del bajo Gatún está oculto.

Otra importante zona de rocas terciarias del Mioceno se presenta en Panamá en la Provincia de Bocas del Toro, desde donde se prolonga a territorio de Costa Rica. Dos unidades stratigráficas aparecen aquí presentes: las pizarras de Uscari y la formación de Gatún. El Uscari, muy típico, está compuesto en las zonas de pleno desenvolvimiento por areniscas y conglomerados hacia los 800 y 1000 piés por debajo de su cima; en las otras partes predomina una formación esquistosa libre de arenas y otros mantos clásticos. Este horizonte arenoso forma la base del Mioce-

no inferior. La fauna Uscari, pequeña, presenta como especies mas comunes *Dentalium (Fissidentalium) uscarianum* y *Ptychosalpinx dentalis*.

La formación de Gatún en Bocas del Toro es, pues, una formación predominante arenosa con esquistos y conglomerados y, en algunas secciones, con calizas coralíge-nas. Ciertas islas de la Laguna de Chiriquí (Archipié-lago de Bocas del Toro) presentan en la base de esta formación Gatún restos de corrientes volcánicas recubiertas por areniscas y pizarras muy fosilíferas.

La última zona panameña de rocas sedimentarias del Mioceno se encuentra en Darién en las cuencas de los ríos Chucunaque y Tuyra corriéndose hacia el este hasta alcanzar la depresión del río Atrato en el noroeste colombiano. Los esquistos de Aguagua (en el curso superior del río Tapaliza) pertenecen a la parte superior de la formación Uscari y están recubiertos, en forma discordante, por gruesas series miocénicas de areniscas, conglomerados y pizarras de la misma edad de la formación de Gatún. Son estratos muy fosilíferos con fauna de moluscos muy seme-jante a la de la Zona del Canal.

d). *Formaciones del Plioceno y del Pleistoceno.* (Véanse Figuras 16 y 17). El conocimiento de las formaciones panameñas originadas en los períodos Plioceno y Pleistoceno se debe a las exploraciones del geólogo R. A. Terry, quien reveló su existencia en las regiones occidentales de la República. Mantos de origen marino, probablemente del Plioceno, han sido descubiertos en las costas de Bocas del Toro y en las islas del Archipiélago del mismo nombre. Recubren los estratos del Mioceno y están compuestas de calizas coralíge-nas entre las que se interponen capas de esquistos calcáreos y de margas. Los conglomerados del río Sixaola (Suretka), que en algunas localidades contienen arcillas azulosas y fósiles marinos, se consideran del Plioceno. Otra región de formaciones pliocénicas fué descubierta por Terry (1937) en la Península de Burica.

La *formación de Armuelles*, en la citada Península de Burica, pertenece al período Pleistoceno (Véase Figura 17); sus rocas, las mas jóvenes de Burica, afloran cerca de la población de Puerto Armuelles y corren por ancha zona

en la parte peninsular mas angosta desapareciendo por bajo de los terrenos aluviales de la concesión bananera de la United Fruit Co., en Burica y en las costas del Golfo Dulce, en Costa Rica. Consiste en pizarras foraminíferas grisáceas, muy bien estratificadas, mas o menos ligníticas en su parte inferior y mas arenosas en su parte superior. Los lechos mas altos afloran en la Quebrada Rabo de Puerco, en las barrancas de Monte Grande y en las bocas de la Quebrada Guanábano; todos estos afloramientos son muy ricos en fósiles. Hacia su base, las pizarras foraminíferas cambian en mantos de arenas y de conglomerados que tienen en Quebrada Corotú un espesor de 600 piés. Los conglomerados, muy duros y consolidados, están compuestos por guijarros de andesitas, jasperoides rojos y fragmentos de otras rocas ígneas, entremezclados con capas de areniscas muy gruesas. Este conglomerado basal está expuesto en Punta de Piedra, cinco millas al Sur de Puerto Armuelles, en discordancia con los lechos subyacentes de mantos de brechas que forman las pizarras de la formación de Charco Azul. El espesor de la formación de Armuelles se estima en unos 3000 piés, y aparece muy dislocada por pliegues y fallas. Se han encontrado 81 especies de Moluscos comunes en las aguas panameñas, (con excepción de dos o tres especies) en Quebrada Rabo de Puerto y en Monte Grande.

La *formación de Charco Azul*, también emplazada en la Península de Burica, pertenece al Plioceno. (Véase Figura 16). Por debajo de los conglomerados pleistocénicos de Puntos de Piedra existen una serie de blandas pizarras —cuya coloración va del azul al negro— que afloran en las costas de Charco Azul, hacia la parte central de la Península. La formación se presenta también en Quebrada Peñitas (Costa Rica) con mayor espesor; en sus bocas, los lechos de base están formados por areniscas azulosas con pequeñas masas de conglomerados que descansan sobre un lecho de andesita; contiene fósiles *Thais* y barnaclas. En sus capas inferiores existen fragmentos de rocas ígneas. Según Terry, estas areniscas basales se encuentran en otros lugares del interior descansando sobre rocas ígneas o sobre calizas del Eoceno, lo que evidencia las trasgresiones de los mares del Plioceno en esta región panameña.

Las areniscas basales están recubiertas por esquistos de coloración oscura con algunas concreciones calizas. La formación presenta pequeñas foraminíferos en su facies arenosa; los moluscos son mas raros. En Charco Azul la fauna de moluscos comprende las siguientes especies: *Leucosyrinx*, *Ancistrosyrinx*, *Strombina*, *Natica* (*Cochlis*), cf. *scethra* Dall, *Nucula* cf. *iphegenia* Dall, *Lucinoma*, *Periploma*, y gran cantidad de *Fissidentalium*. Esta formación presenta estrecha semejanza con el Plioceno de Ecuador; fósil excepcional de la misma es la *Hanetia alternata* Nelson, sólo conocida anteriormente en el Mioceno Superior de Tumbes, en el norte del Perú; presenta también una gran *Acila* relacionada con la *A. isthmica* Brown y Pilsbry del Mioceno de Gatún. La base de la formación de Charco Azul, donde ha podido ser vista, descansa sobre otra formación sedimentaria todavía mas antigua compuesta de pizarras tobáceas de gran espesor que poco a poco cambian en espesas areniscas y conglomerados que afloran en la Punta Burica y en la vecina Isla de Burica; aunque su edad no está bien determinada, Olson la refiere al Mioceno medio o superior. Los conglomerados de la Isla Burica contienen una fauna peculiar con especies de *Calypptogena*, *Thyasira*, *Solemya* y gasterópodos.

Estas formaciones de Burica, pliocénicas y pleistocénicas, han sido muy dislocadas por violentas fallas y pliegues que revelan la potencia deformadora del Plioceno y del Pleistoceno en todo el Istmo de Panamá. Los conglomerados que forman la base de las formaciones de Armuelles, Charco Azul y Burica inferior se espesan y son mayores hacia el sureste, como si derivasen de una tierra ahora sumergida. (Véase Figura 18).

Olson cierra su trabajo sobre los depósitos terciarios panameños (trabajo que hemos recogido y traducido casi literalmente) con el siguiente cuadro de correlaciones entre dichas formaciones del terciario en el Istmo de Panamá:

IV

FACTORES GEOLOGICOS

(SISMICIDAD)

FACTORES GEOLOGICOS. SISMICIDAD.

En los procesos geológicos ocurridos en el Istmo de Panamá han intervenido —como en las demás regiones de la superficie terrestre— dos grupos de fuerzas o factores: a). Factores endógenos, originados por las energías interiores de la corteza terrestre, y b). Factores exógenos, originados en el exterior y cuya energía ha actuado sobre la superficie emergida del Istmo en los distintos períodos geológicos de su existencia.

A) FACTORES ENDOGENOS.

1º *Actividad volcánica.* Ha sido una de las grandes fuerzas internas creadoras del Istmo. Ya se ha recogido la observación de Olson sobre la superabundancia de rocas ígneas en el Istmo Panameño las cuales forman el basamento sobre que descansan los depósitos terciarios y hemos visto también la distribución geográfica de las rocas ígneas. También se ha dicho que, a juicio de Mac Donald ("*Isthmian Geology*"), las manifestaciones de actividad volcánica en Panamá presentan tipos y períodos distintos.

La actividad explosiva arrojó gran cantidad de rocas efusivas fundidas en forma de coladas, mas tobas y cenizas volcánicas que han salido al exterior y solidificado en su superficie. El otro tipo de actividad es quiescente y en ella han predominado los fenómenos de intrusión de masas volcánicas que han perforado, mediante diques, filones y mantos intrusivos, las formaciones sedimentarias pre-existentes, o han dado lugar a la formación de lacolitos y batolitos que han elevado o combado aquellas formaciones.

La primera forma de actividad se manifiesta especialmente en tiempos preterciarios; dió lugar a la formación

de bloques e islas de origen volcánico cuyos cráteres arrojaron flujos y corrientes de magmas efusivos. Fragmentos de rocas y cenizas volcánicas se encuentran en las más viejas formaciones conocidas (Búcaro). Estos bloques, islas e islotes, han servido de núcleos y base para la sedimentación de los materiales de su propio derrubio.

La actividad volcánica quiescente ha tenido mayor fuerza en el Mioceno y ha provocado la formación de numerosas intrusiones basálticas, diques y filones que han perforado formaciones sedimentarias ya formadas, o lacolitos y batolitos que las han combado o elevado.

La fase final del vulcanismo panameño dió lugar a la formación del Volcán Barú (Chiriquí), (Véase Figura 32), en tiempos postmiocénicos; este Volcán pertenece al Eje centroamericano nicaragüense, que arranca en el Cosagüina (en las márgenes del Golfo de Fonseca) y llega hasta el propio Barú. (Pedro Sánchez).

2º *Plegamientos y fallas.* (Véase Figura 19). Aunque la estructura fundamental del Istmo es volcánica, se advierte la presencia de dislocaciones (plegamientos y fallas) en algunas de sus formaciones terciarias. Olson ha llamado la atención sobre pliegues muy dislocados de las formaciones que cubren la Península de Burica. Nosotros hemos advertido la presencia de pliegues en las proximidades de la población de La Palma (es clarísima la charnela anticlinal visible en el patio de la Escuela de esta población) y en las márgenes inferiores del río Sabanas (Darién). El propio Olson advierte además que durante el Plioceno y el Pleistoceno las manifestaciones tectónicas de diastrofismo se han dejado sentir con fuerza en diversas regiones panameñas. Sus fuerzas internas, unidas a las intrusiones volcánicas abundantes en el Mioceno, las diversas oscilaciones verticales y la frecuente —aunque poco intensa— sismicidad panameña, han ocasionado numerosas fallas y fracturas con subsecuentes hundimientos de unos bloques y resaltes de otros. Tan sólo en la Zona del Canal señala Mac Donald seis fallas: una en Gatún, dos en las proximidades de Gamboa; otra en Emperador; otra en Bajo Obispo y, finalmente, una próxima a Miraflores. Grandes fallas se han advertido también en las altas montañas de Bocas del Toro, y ejemplos de numerosas mas pe-

queñas pueden citarse en múltiples regiones: el frente de falla de la Meseta de Chorchá (Chiriquí), la bien visible del Chorro de El Caño (Coclé), etc. Olson afirma que en el Istmo central de Panamá hay una gran falla.

3º *Las oscilaciones verticales.* Los movimientos epigenéticos —hundimientos y levantamientos del conjunto regional ístmico, es decir, juego alternativo de oscilaciones verticales— se producen en Panamá por el hecho de la compensación isostática, como ha ocurrido en el resto de América Central (Pedro Sánchez). Refiriéndose al Istmo propio de Panamá o Istmo Central de Panamá (aproximadamente la actual Zona del Canal), Mac Donald ha señalado la existencia de cuatro levantamientos y sumersiones. Estas convulsiones y pulsaciones han repercutido, necesariamente, en la marcha general o actuación de los otros factores geológicos externos e internos. Los hundimientos del Istmo han ido seguidos de transgresiones marinas, durante las cuales se han operado formaciones de facies marinas y acumulaciones coralígenas sobre formaciones sedimentarias anteriores entonces sumergidas; durante las mismas transgresiones, la erosión marina litoral ha dejado también su huella en lugares muy apartados del litoral actual; se ha confirmado la presencia de muchas playas interiores. Por su parte, los levantamientos de tierras han forzado la retirada de las aguas y zonas litorales, han ocasionado depósitos de tipo de regresión marina, y al operarse con tales levantamientos una elevación del nivel de base de los ríos ya formados, se ha perturbado la marcha de los ciclos de erosión fluvial; los levantamientos han causado también al formación de pequeñas llanuras litorales (“*coastal plain*”).

La actual topografía litoral panameña refleja claramente esta secuencia de pulsaciones de levantamientos y sumersiones; predomina en ellas el tipo de costas de hundimiento con amplios golfos y numerosas bahías, ensenadas, calas, caletas, radas, etc.

Mediado el Pleistoceno, afirma Mac Donald, ha ocurrido un gran levantamiento general del Istmo, que lo elevó mas de 400 piés con relación a su nivel actual; la mayor parte de su plataforma continental quedó entonces emergi-

da. Sucedió después otro nuevo hundimiento gradual que hizo descender las tierras situadas en la proximidad de la ciudad de Colón, como unos 8 piés por debajo del nivel actual y que en las proximidades de Aguadulce (Coclé) bajo a unos 25 piés del mismo nivel.

Los mares invadieron entonces, y de nuevo, las tierras bajas y las partes bajas de los valles ya formados; en las zonas litorales y en las bocas y cursos inferiores de los ríos se produjeron numerosas ciénagas y lagunas costeras. Parece ser que durante este último hundimiento, que acaesce en el Pleistoceno, se produjeron varias de las fallas existentes en la Zona del Canal.

Los últimos movimientos verticales del Istmo acusan un ligero levantamiento que sucede ya en tiempos históricos.

Este problema de las oscilaciones verticales preocupó a los geólogos e ingenieros norteamericanos en el período de construcción del Canal de Panamá; analizando cuidadosamente el ritmo de esas oscilaciones concluyeron que el Canal de esclusas podría construirse sin temor apesar de la última tendencia (de ritmo lentísimo) del Istmo a levantarse.

4º *Sismicidad.* El Istmo de Panamá está situado en una zona de sismicidad, aunque la intensidad de sus sismos no es violenta. Así lo evidencian los centenarios monumentos de Panamá la Vieja y la nueva; es bien conocida la influencia que tuvo el hermosísimo Arco Chato de la Iglesia de Santo Domingo, en la ciudad de Panamá, en la elección de la ruta del canal, ya que su propia permanencia servía de elocuente registro sismológico reflejo de la poca intensidad sísmica. En 1909 se instaló en Balboa Heights (Zona del Canal) la primera y hasta ahora única estación sismológica; antes de que se iniciará así el período de la observación científica han ocurrido dos terremotos de efectos destructores, de que hay buena noticia. El uno tuvo lugar en el año 1621; durante los Meses de Mayo a Agosto ocurrieron repetidas remezones; una de las cuales destruyó la casa del Gobernador de Veraguas Lorenzo Roa (*“Relaciones históricas y geográficas de América Cen-*

tral". Madrid. V. Suárez. 1908. pp. 40-54. Contiene una animada relación de estas colvulsiones). El otro aconteció en 1882 y afectó algunos de los antiguos edificios de Portobelo; la mal llamada Aduana (antigua "Contaduría Real"), entre otros. Las descripciones conservadas han permitido advertir que la intensidad de los sismos panameños, anteriores a la iniciación de la observación científica, no ha sobrepasado los tipos VI o VII de la Escala Rossi-Forel.

Según los informes de R. Z. Kirkpatrick (*"Earthquakes in the Canal Zone and Vicinity"*. Memorandum for Governor.) y George Matthew (*"Seismic disturbances"*. Appendix B. 1931. Véase también: *"Annual Report of the Panama Canal for the fiscal year ended June 30, 1940"*. Washington, Government Printing Office, 1941, p. 44.) durante el período de 1909 a 1931 (22 años) se han registrado 916 terremotos, lo que da un promedio anual —para dicho período— de 41.14 sismos. 60 de ellos han tenido su origen a unas 200 millas de Balboa Heights; 14 dentro de 50 millas; 3 dentro de un radio de 25 millas, y el resto, 856, a distancia mayor de 200 millas. Todos ellos han sido de débil intensidad, inferior a V de la Escala Rossi-Forel. Dos temblores ocurridos en 1913, uno en 1914 y dos en 1930 son los únicos que se han aproximado a efectos destructivos, habiendo presentado una intensidad de V a VI de la misma Escala. Los epicentros de los temblores de 1913 estuvieron a una distancia de 113 millas; de 75, el de 1914; y de 30 a 60 millas los de 1930. El de Mayo de 1914, el mas intenso, abrió pequeñas grietas en el Administration Building, de Balboa.

En el período de 1931 a 1939 se han registrado 1610 sismos, todos de pequeña intensidad. El gran terremoto de 31 de Mayo de 1931 que destruyó la ciudad de Managua (Nicaragua) fué sentido en Panamá; tuvo su epicentro a 500 millas de distancia. El de Julio de 1934 ocasionó algunos daños en David y Puerto Armuelles y el ocurrido el 6 de Mayo de 1936 produjo alarma entre la gente de la ciudad de Panamá y de la Zona del Canal por haber sido acompañado además de un estruendo sensible. En 1940 se registraron 231 terremotos; 142 muy débiles; 18 de origen

muy distante y 71 con epicentros de menos de 300 millas. Todos fueron inferiores al III dela Escala Mercali modificada.

Mac Donald explica así la débil intensidad de los temblores que afectan al Istmo de Panamá: “Los terremotos se deben principalmente a los violentos esfuerzos que se producen en las rocas hasta producir su ruptura; las repercusiones de semejantes rupturas provocan la oscilación sísmica. Cuando las rocas son muy duras ofrecen gran resistencia antes de romperse y la repercusión elástica correspondiente es muy fuerte. Pero las rocas de la Zona del Canal son relativamente débiles y están cortadas por numerosas fallas, reveladoras de que diversos ajustes han ocurrido ya en el pasado. Aparentemente, pues, las rocas de la Zona del Canal son demasiado débiles para que puedan producirse aquellas tensiones que ocasionaron las fallas o fracturas producidas por terremotos. Muchos sísmos seguirán sintiéndose en la Zona, algunos de los cuales posiblemente podrán producir pequeños daños en las casas. Sin embargo, las construcciones y en particular el mismo Canal, se estiman que están libres de una seria amenaza. (*“Geological History”*, en *“The Panama Canal. Twenty-fifth Anniversary. August 15, 1914. August 15, 1939”*. Canal Zone. 1939. pág. 7).

Recientemente, los geofísicos Beno Gutenberg y C. F. Richter (*“Seismicity of the Earth”*, *“Bulletin of the Geological Society of America”*. Vol. 56. pp. 603-668. June 1945) al estudiar los epicentros de los terremotos ocurridos en América Central y en la región del Caribe han señalado (Mapa N° 5 de la página 626, estudio citado) que, los sísmos que afectan a Panamá tienen su focus en el Pacífico, al sur de la plataforma continental panameña y a una profundidad que oscila entre los 2,000 y 4,000 metros. Esta circunstancia contribuye a explicar la debilidad de los temblores que se experimentan en el Istmo Panameño. (Véase Figura 22).

B) FACTORES EXOGENOS.

1º Meteorización o Interperismo (*“Weathering”*). La acción de distintos factores atmosféricos se deja sentir en la serie de procesos (mecánicos y químicos) que produ-

cen la desintegración y descomposición de las rocas que han de reajustarse a las condiciones ambientales. En las regiones tropicales de clima cálido-húmedo, las alteraciones mecánicas y la descomposición química de los materiales petrográficos son fenómenos intensos; se ha señalado la meteorización como un factor activísimo en la evolución de sus relieves superficiales (Martonne). Tales condiciones se producen en el Istmo de Panamá, sometido a los tipos climáticos (Köppen) "Ami" (Tropical húmedo, variedad manzónica), "Aw1" (Tropical de sabanas) y "Cw" (Templado, de alta sabana), cuyas temperaturas elevadas, alta humedad relativa, y abundantes lluvias crean las aludidas condiciones ambientales. Las rocas ígneas de Panamá, ricas en feldespatos, silicatos de hierro y magnesio, están sometidas a profundas descomposiciones que pueden extenderse por debajo del manto regolítico hasta las rocas madres. La filtración del agua caliente de lluvia—que contiene vestigios de ácido nítrico, formado durante las frecuentes tormentas de calor, y ácido carbónico de descomposición vegetal— activa los procesos de alteraciones químicas. "La descomposición de los silicatos es más completa aquí que en latitudes frías y la sílice es algunas veces removida por solución. Con el tiempo, todos los materiales solubles son arrastrados y las partes insolubles permanecen como arcillas blandas y coloradas". "En muchas partes de la República esta porción de tierra se extiende hacia abajo hasta 50 piés o más". (John Stuart, "La Geología en la Zona del Canal". En "Revista de Instrucción Pública". Panamá. Año I. N^o 1. Traductor: José G. Fernández).

2^o *Derrumbes* ("Slides"). (Véanse Figuras 20 y 21). Durante la construcción del Canal de Panamá, tanto en la época francesa cuanto en la norteamericana, y especialmente al atacar la demolición del famoso Corte de Culebra (tumba del esfuerzo francés), se presentaron tremendos derrumbes (Culebra, Cucaracha) que paralizaron y obstaculizaron los trabajos de excavación. En la etapa norteamericana se registró un total de 22 derrumbes ("slides") que afectaron un área de 220 acres y derrumbaron mas de 25,000,000 de yardas cúbicas, casi una cuarta parte de la excavación requerida para abrir el corte de

Culebra, afirma (Bishop (Joseph B., "*The Panama Gateway*". New York. Ch. Scribner. 1913. p. 189). El geólogo Mac Donald estudió detenidamente este importante fenómeno ("*Annual Report of the Isthmian Canal Commission*". 1912. pp. 205 y siguientes en su "*Isthmian Geology*", cit. pp. 580-581) y distinguió los siguientes tipos: a). Derrumbes producidos por fracturas estructurales y deformaciones de rocas; b). Derrumbes provocados por la gravedad normal; c). Derrumbes ocurridos en los planos de fallas y d). Derrumbes ocurridos en las superficies de erosión. Los primeros (los motivados por fracturas estructurales y deformaciones de rocas) son los mas extensos y se originan por movimientos muy lentos de grandes masas de rocas suaves; los ocurridos durante la excavación del Corte de Culebra alcanzaron una profundidad de 125 pies, profundidad que afecta y quebranta las rocas. Los derrumbes producidos por gravedad normal mueven lentamente grandes masas de tierras y rocas sin producir roturas de pendientes tan violentas como los anteriores. Los derrumbes producidos en planos de falla se ocasionaron porque los trabajos de excavación alcanzaron esos planos de falla. Finalmente, los derrumbes acaecidos en superficie de erosión tuvieron su causa en las violentas lluvias tropicales que arrastraron gran cantidad de materiales en las pendientes denudadas. Los derrumbes de la Cucaracha ocurrieron donde había una capa de materiales porosos descansando sobre materiales mas duros; las aguas de lluvia al filtrarse por el material poroso formaron una capa de barro resbaladizo por donde se deslizaron las capas superiores.

Los derrumbes, los deslizamientos de escombros formados por descomposición mecánica y química de las rocas fundamentales, adquieren gran importancia en regiones tan lluviosas como las del Istmo Panameño, especialmente en las faldas de pendientes muy inclinadas donde la meteorización química ha formado grandes cantidades de arcillas. En los parajes recubiertos por la selva tropical húmeda (pluviselva y selva tropical monzónica), las raíces impiden los deslizamientos y, en tales casos, las arcillas y lateritas tropicales permanecen *in situ*.

Como agentes modeladores de gran alcance y persistencia, derrumbes y deslizamientos han contribuido al ensanchamiento de valles (por modelado de sus pendientes) en las partes que están fuera del alcance de la erosión—vertical y lateral— de los ríos. En las laderas con ángulo de pendiente muy pronunciado, y sobre todo en las formadas por pizarras arcillosas, se han producido y producen deslizamientos de escombros y soliflucciones.

3º *Erosión y sedimentación fluviales.* El trabajo erosivo de los ríos —en su erosión vertical, horizontal y remontante—, considerado como el agente modelador de “*erosión normal*” (Martonne), ha contribuido y contribuye intensamente a la denudación, derrubio y esculpido de los materiales petrográficos, tanto de los de naturaleza y origen ígneos cuanto de los de composición y estructura sedimentarias. Los ciclos de erosión fluvial han sido, en los distintos períodos geológicos de la vida del Istmo Panameño, un factor geomorfológico importante. La abundancia de aguas en estos climas tropicales, la estrecha configuración horizontal del propio Istmo y su estructura vertical, con ejes elevados, han contribuido a la formación de ríos —insecuentes y consecuentes— de alto perfil vertical, fuerte gradiente, abundante caudal o gasto, potente acción erosiva vertical, acusada velocidad en sus cursos altos y pujante capacidad de transporte de aluviones, en gran parte depositados en las tierras bajas, en las vegas de aluvionamiento fluvial y en los depósitos terrígenos de la plataforma continental. Los ríos insecuentes y consecuentes, que actualmente predominan en el Istmo, forman los múltiples drenajes de las dos vertientes de la Cadena Central presentando la mayoría los tres escalones típicos: alto o juvenil, central o maduro, bajo o senecto, como ya advirtió el sabio ingeniero y explorador panameño Pedro J. Sosa. Las oscilaciones y pulsaciones verticales que, por efecto de compensaciones isostáticas, ha experimentado el Istmo han provocado alteraciones en el desarrollo de los ciclos de erosión fluvial; los levantamientos de conjunto, al elevar por encima de las aguas los niveles de base de los ríos existentes, han tenido que provocar rejuvenecimientos y nuevas intensificaciones de la potencia erosiva vertical, favorecedora de la formación de peque-

ños “cañones” y “angosturas” tajadas por los ríos. Los hay en el Istmo; el alto Chagres y el Zaratí, por ejemplo, presentan muestras de tajos profundizados, violentos y angostos. Los hundimientos de conjunto al hacer ascender el nivel de base de los ríos existentes han hecho perder potencia erosiva y capacidad de transporte con los subsecuentes fenómenos de formación de terrazas, como las bien visibles del curso medio del actual río Santa María (Veraguas).

En conclusión: puede afirmarse que el modelado de erosión fluvial y la meteorización han sido los agentes externos más activos en los procesos geológicos de evolución del relieve superficial, tanto en el trabajo de denudación como en el de deposición y relleno.

4º *La erosión marina y el trabajo de los corales.* La historia geológica del Istmo, agitada aunque relativamente breve, con sus movimientos verticales de hundimientos y levantamientos, ha producido una incensante movilidad y cambio en las transformaciones sucesivas de las distintas topografías litorales. Los fenómenos de erosión y sedimentación litoral, asociados a la labor constructiva muy activa de los corales, variaron muchas veces de posición con el avance de las transgresiones marinas o el retroceso de las regresiones. Según Mac Donald, fueron los corales los que rodearon de arrecifes muchas de las primitivas islas emergidas por efecto del primitivo vulcanismo explosivo, creando en torno de ellas, junto con los depósitos de la erosión subaérea, zonas de acumulación que ampliaron su diámetro y configuración horizontal. Los levantamientos epirogenéticos dejaron al descubierto llanuras litorales (“*coastal plains*”) formadas por esos depósitos terrígenos y marinos; en lugares ahora muy apartados de las costas se ha señalado la presencia de viejas playas. Los hundimientos, por su parte, produjeron el avance de los mares hacia el interior de la tierra hundida con la consiguiente retirada hacia adentro de la zona litoral y el traslado de la erosión y de la sedimentación marinas así como de las construcciones coralígenas. En la elaboración de estos arrecifes han intervenido diferentes especies secretoras de esqueletos calcáreos (hidrozoarios, hidrocoralarios, briozoarios, antezcarios, etc.), incrustaciones de algas

calcáreas e innumerables conchas y caracoles pobladores de las aguas del arrecife. El tipo de formación coralina panameña es el de arrecife costero, producido en las zonas litorales donde no alcanzan ramales de corrientes frías, donde la salinidad del agua es normal y limpia (faltan ahora en las desembocaduras de los ríos) y donde la agitación de las olas aporta siempre nuevas partículas de plankton para la alimentación de las colonias.

5º *Los organismos vivos.* Las grandes pluviselvas tropicales ("*tropical rainforest*"), las temperaturas altas, las abundantes lluvias y los numerosas detritus vegetales, son factores que han favorecido el desgaste de rocas y formaciones hasta grandes profundidades y que han contribuido también a generar las espesas capas de arcillas rojizas (laterización). Estas condiciones se presentan en nuestros días con mayor plenitud en la vertiente del Caribe, en gran parte del Darién y en región occidental de la Península de Azuero o de Los Santos, sometidas a un ambiente climático de tipo tropical lluvioso monzónico ("*Ami*" de Köppen). La actual vertiente del Pacífico, emplazada en la sombra eólica, con su característico tipo climático tropical de sabanas ("*Aw*" de Köppen) y, por ende, su menor humedad y su ritmo mas acusado de sequía y humedad, ofrece condiciones menos favorables al desgaste de las rocas por la intervención de los lavados y de los residuos de organismos. El producto final de descomposición rocosa produce arcillas de color grisáceo y nó las arcillas rojizas tan abundantes en la otra vertiente. La saturación y desecación alternativas de suelos ocasiona grietas numerosas durante la estación seca que permiten la incorporación de muchas materias orgánicas en los horizontes superiores de los suelos superficiales hasta formar una gruesa capa de humus (Horizontes A y B). Mas la falta de protección de muchos suelos de esta vertiente pacífica cubierta por sabanas, parque tropical y matorral tropical ("*tropical scrub*") explica también que la potencia erosiva de las aguas salvajes ("*ruisellement*" o "*runnoff*") sea fortísima; muchas laderas de la vertiente meridional de la montaña veragüense presentan este aspecto anatomizado, desecado y cortado por torrentes y barrancas de erosión, desnudas y de terrosa coloración. La gran can-

tividad de detritus finísimos arrastrados por muchos ríos al depositarse en costas del Pacífico ha contribuído a formar las marismas de mangles, tan importantes en la elaboración de tierras nuevas. (Stuart. “*La Geología de la Zona del Canal*”. cit.)

Otros organismos activos en los procesos geomórficos del Istmo han sido las hormigas, tan abundantes en las regiones sabaneras. “Algunos de los árboles de los bosques panameños —los guarumos, las acacias, etc.— tienen adaptaciones a propósito para atraer estas hormigas y proporcionarles su alimento y abrigo”. “Un espectáculo muy común en los bosques panameños es una corriente verde, en movimiento, que cruza un sendero; consisten en pedazos de hojas, cada una llevada como un parasol por una hormiga, de allí su nombre, hormigas de paraguas o cortadoras de hojas. Cortan pequeños pedazos circulares de las hojas o llevan las pequeñas si no exceden del diámetro de una pulgada; muchas veces dejan el árbol completamente desnudo. Así muere éste y los productos del decaimiento son añadidos al suelo. De tal manera, una gran cantidad de sustancia vegetal se introduce en el terreno, en donde obran las activas bacterias de los trópicos”. (Stuart). En ese magnífico centro de investigación científica que existe en la Isla de Barro Colorado se están estudiando los efectos constructivos y destructivos producidos por las “*termites*”.