

KRUSHENSKY (1972 en ALVARADO et al., en prensa), señala una edad de $0,196 \pm 0,109$ ma, (Pleistoceno) para estas rocas. DENYER & ARIAS (1991) indican a su vez una edad Plioceno-Pleistoceno(?).

GRUPO COMAGMATICO INTRUSIVO DE TALAMANCA.

Formación Monzonita Gabro de Escazú.

Se presenta en el Cerro Cedral, Quebrada Londres, confluencia del Río Agres con la Quebrada Londres, Quebrada Higueros y Quebrada Lajas (fig. 3).

El intrusivo de Escazú se manifiesta como cuerpos discordantes con la Formación Pacacua y como cuerpos concordantes con la Formación Peña Negra. Ejemplos se encuentran en un tajo privado en San Rafael, (coordenadas 211,8 N - 522,5 E ,Hoja Abra) y en la confluencia de la Quebrada Yeguas con el Río Uruca, al SE de Matinilla, (coordenadas 207,9 N - 518,1 E Hoja Abra).

En el campo las rocas se clasifican como gabros y monzonitas caracterizados por la textura holocristalina y granular, con cristales principalmente de plagioclasa, biotita y como alteración la epidota. Además en ciertas ocasiones se encuentran rocas con textura porfirítica, semejantes a una lava.

Los análisis petrográficos, indican que éstas se clasifican como: Monzogabros, Monzonitas y Dioritas.

Monzogabros.

Caracterizados por una textura equigranular, holocristalina, hipidiomórfica, poikilítica . Los minerales presentes son plagioclasa (es el mineral principal), augita, biotita parda, ortosa, opacos y apatitos. El contenido de anortita en las plagioclasas corresponde a 55% (labradorita).

Monzonitas:

Caracterizadas por una textura holocristalina, porfirítica, poikilítica e hipidiomórfica . Los minerales presentes son: plagioclasa, augita, opacos, biotita parda, posiblemente hornblenda, ortosa, cuarzo y calcita. El contenido de anortita en las plagioclasas es de 52% (labradorita).

Dioritas:

Caracterizadas por una textura porfirítica, holocristalina, donde los microcristales corresponden a plagioclasa, piroxenos y opacos, y los fenocristales a plagioclasa, augita, opacos, epidota y clorita. Las plagioclasas presentan un porcentaje de An de 45% (andesina).

Las rocas intrusivas de Escazú se presentan al sur del cantón, en un área relativamente reducida, sin embargo, los análisis petrográficos muestran relaciones de diferenciación de la masa intrusiva (OBANDO, comun. personal).

Las rocas intrusivas de Escazú se presentan al sur del cantón, en un área relativamente reducida, sin embargo, los análisis petrográficos muestran relaciones de diferenciación de la masa intrusiva (OBANDO, comun. personal). La facies monzogabroica, la cual podría pertenecer a la parte externa, se presenta como cuerpos aislados en la cercanía a la Quebrada Londres. Las facies monzoníticas o centrales se muestran como masas de mayor tamaño en el Cerro Cedral, dando al suelo un aspecto arenoso producto de la meteorización. KUSSMAUL (1987) propone un modelo en dos etapas para el origen de estas rocas: por la fusión parcial de la corteza oceánica subducida se formaron magmas toleíticos y calco alcalinos que durante el Terciario Inferior edificaron a los volcanes de un arco de islas. En el Mioceno la corteza alcanzó un espesor considerable debido a la transformación de la corteza oceánica a continental. Al proseguir la subducción, los magmas andesíticos no llegaron más a la superficie instalándose en la discontinuidad entre la corteza y el manto, lo cual causó un calentamiento de las partes profundas de la corteza y la fusión parcial de ésta. Esta segunda etapa de fusión parcial, originó grandes volúmenes de magmas intermedios y ácidos, que se emplazaron como cuerpos intrusivos en el área. Sobre la edad de estas rocas, BERGOEING (1982) indica una edad de $5,33 \pm 0,61$ ma (Plioceno Temprano), mientras que SAENZ (1982 en ALVARADO et al, 1990) indica una edad de 7,2 ma. En el cuadro 2 se presenta la composición química promedio para estas rocas.

Cornubianitas de Escazú.

En el área de estudio aflora una sección de cornubianitas característicamente duras, con fractura concoidea, que preservan estructuras primarias tales como estratificación y trazas fósiles. Microscópicamente se determinan por la presencia de minerales de alteración como sericita, calcita, muscovita, ceolitas, y minerales esenciales fuertemente alterados. Se encuentra bien expuesta en el Cerro Pico Blanco, partes altas de la Quebrada Higueros y la Quebrada Lajas, así como en el cauce superior del Río Agres (fig. 3).

Cuadro 2. Composición química promedio y rango de variación en las rocas del Intrusivo de Escazú.

| | Porcentaje | |
|--------------------------------|------------|------|
| SiO ₂ | 44,7 | 53.1 |
| TiO ₂ | 1.2 | 1.1 |
| Al ₂ O ₃ | 16.1 | 17.6 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.6 | 8.2 |
| FeO | | |
| MnO | 0.1 | 0.2 |
| MgO | 5.8 | 3.0 |
| CaO | 10.5 | 6.5 |
| Na ₂ O | 2.1 | 4.1 |
| K ₂ O | 1.9 | 3.9 |
| P ₂ O ₅ | 0.4 | 0.5 |
| H ₂ O | | 1.0 |

Análisis tomados de KUSSMAULL (1987).

Son rocas muy resistentes a la meteorización, dando lugar a laderas verticales, por ejemplo Cerro Pico Blanco.

Estas rocas son producto del metamorfismo de contacto que ha modificado la composición y microestructura original de las rocas de las formaciones Pacacua y Peña Negra.

DENYER & ARIAS (1991), agrupan a todas las rocas del Valle Central afectadas por el metamorfismo causado por el emplazamiento del Intrusivo de Escazú (Mioceno Superior-Plioceno) dentro de una unidad llamada cornubianitas de Escazú, asignándole la edad del mencionado Intrusivo. En el presente trabajo, para efectos de cartografía se representa en el mapa una unidad litológica constituida por cornubianitas, pero se sigue a RIVIER (1979) y SPRECHMANN (1984), al incluir las facies de corneanas como una particularidad de la Formación Pacacua (unidad inferior y unidad superior) y dentro de La Formación Peña Negra (DENYER & ARIAS, 1991).

Formación Lavas Intracañón.

Aflora en el cañón del Río Virilla, en las cercanías de Pavas, Planta Eléctrica Electriona y Puente de Mulas (fig. 3).

La Formación Lavas Intracañón se presenta en el río Virilla, con un contacto inferior discordante sobre la Formación Pacacua (RIVIER, 1979) y con un contacto superior concordante con la Formación Avalancha Ardiente. En el campo, las rocas se identifican como lavas andesíticas, son oscuras, y de dureza apreciable.

En microscopía las mismas se clasifican como andesitas de textura porfirítica, hialopilitica, constituidas por fenocristales de plagioclasa, augitas, hipersteno y una mesostasa formada por plagioclasas, augitas, vidrio y opacos.

El espesor promedio de la Formación Lavas Intracañón es de 35 m (ECHANDI, 1981) y su origen se liga, c.f. KUSSMAUL (1988), a efusiones ocurridas a lo largo de fisuras con dirección NE-SW hasta E-W, es decir, aproximadamente paralelo al río Virilla.

Esta unidad fue definida inicialmente por WILLIAMS (1952), posteriormente ECHANDI (1981) la denomina Formación Colima; sin embargo KUSSMAUL & SPRECHMANN (1984) señalan que este segundo nombre debe ser abandonado por seguir el criterio de prioridad. De acuerdo al Código de Nomenclatura Estratigráfica, editado por la COMISION DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (1970) el nombre de formación consiste del nombre geográfico precedido de una designación litológica o de la palabra formación. El término intracañón no corresponde a una localidad sino más bien a una condición de movimiento de las lavas al ser extruidas. Por lo tanto es necesario llevar a cabo un estudio, con el fin de redefinir el nombre de la mencionada unidad.

Formación Depósitos de Avalancha Ardiente.

Se presenta en las localidades de Guachipelín, Ayala, Mirador y San Rafael (fig. 3).

Consiste de ignimbritas de aproximadamente 100 m de espesor calculado para el cantón de Escazú. En muestra de mano se observan constituidas por fianmes, fragmentos pumíceos y de roca volcánica y por cristales de minerales ferromagnesianos, dentro de una mesostasa gris.

El espesor de los flujos piroclásticos, el diámetro de las bombas escoriáceas que contienen y la frecuencia de las facies soldadas aumentan hacia el W, lo que indica que estos flujos piroclásticos no provienen de las faldas de los estratovolcanes actuales (KUSSMAUL, 1988).

DENYER & ARIAS (1991) señalan que tomando en consideración la distribución espacial, variación de espesor y el modelo de evolución magmática de estas rocas su relación temporal y litológica con las ignimbritas (Fm. Grifo Alto) de la hoja Caraigres, se propone que fueron eyectadas desde varios centros de emisión ubicados a lo largo de una franja NW-SE, que se extiende desde San Gabriel (hoja topográfica Caraigres), pasando por Cerro Minas hasta Atenas.

Esta unidad fue descrita originalmente por WILLIAMS (1952); y luego denominada Formación Tiribí por ECHANDI (1981). Como en el caso anterior debido al criterio de prioridad, debe conservarse la denominación de WILLIAMS (1952) (KUSSMAUL & SPRECHMANN, 1984).

En el cuadro 3 se presenta la composición química de las formaciones Intracañón y Avalancha Ardiente.

Lahares.

Los lahares y los depósitos coluvio aluvionales se presentan discordantes sobre la Formación Pacacua y sobre las unidades volcánicas cuaternarias. Se observan en los márgenes de la autopista Prospero Fernández (fig. 3) como bloques lávicos englobados en una matriz arcillosa de color rojo. Tienen un espesor de 40 m.

Coluvios y aluviones.

Son producto de la erosión y meteorización de las rocas preexistentes, se encuentran en el centro de Escazú y San Antonio (fig. 3).

Su espesor es de 25 m aproximadamente, con base en los datos obtenidos de los pozos. Sobreyacen discordantemente a la Formación Pacacua y a las unidades volcánicas cuaternarias. Están constituidos por bloques angulosos (los coluvios) y redondeados (los aluviones) de intrusivo, corneanas y rocas sedimentarias, de tamaño variable englobados en una matriz arenosa.

2.3 ESTRUCTURA LOCAL.

En el área de estudio la deformación se manifiesta principalmente de manera frágil, en la forma de fallas y diaclasas y en menor proporción se registran algunos pliegues.

Cuadro 3. Composición química de las Formaciones volcánicas Intracañón y Avalancha Ardiente.

| | INTRACAÑÓN | AVALANCHA ARD. |
|--------------------------------|------------|----------------|
| SiO(2) | 60.70 | 63.50 |
| TiO(2) | 0.98 | 0.93 |
| Al ₂ O ₃ | 16.30 | 17.10 |
| FeO* | 8.00 | 5.40 |
| MnO | 0.11 | 0.13 |
| MgO | 1.50 | 1.30 |
| CaO | 5.00 | 3.60 |
| Na ₂ O | 3.50 | 3.90 |
| K ₂ O | 3.50 | 3.90 |
| P ₂ O ₅ | 0.37 | 0.23 |
| Rb | 95 | 97 |
| Ba | 1318 | 1451 |
| Sr | 628 | 553 |
| Cr | 39 | 25 |
| Ni | 10 | 8 |
| Zr | 308 | 336 |
| Cu | 103 | 24 |

Análisis tomados de KUSSMAUL (1988).

* Hierro Total.

FALLAS.

En el área de Escazú han sido reconocidas 12 fallas mayores, 5 de ellas por autores anteriores (RIVIER, 1979; DENYER & ARIAS 1990; ARIAS & DENYER, 1991) y 7 durante la campaña geológica (fig.3).

Falla Higuito (1); de rumbo NW, aunque está cubierta por ignimbritas y lahares en su mayor parte dentro del cantón de Escazú, ha sido determinada por ARIAS & DENYER, (1991), con base en su expresión geomorfológica (alineamiento de colinas), distorsión de buzamientos, correspondencia con diaclasas y evidencias en afloramientos. Presenta una longitud de más de 20 Km a nivel regional, si bien no muestra actividad hidrotermal. Su movimiento inferido es vertical, con el bloque NE descendido. El trazo de esta falla en el cantón de Escazú, corta a la Formación Depósitos de Avalancha Ardiente y a los lahares(fig. 3).

Falla (2); con rumbo NW, también es establecida por ARIAS & DENYER (in ibid). Se ubica al NE del cantón; corta las rocas de la Formación Peña Negra (fig. 3). Sus evidencias (cf. ARIAS & DENYER, in ibid) incluyen alineación geomorfológica, desplazamiento de unidades geológicas y correspondencia con diaclasas. Es de tipo transcurrente dextral y su extensión es de aproximadamente 5Km.

Falla Pacacua (3); también inferida por los autores anteriores, tiene rumbo NE y una extensión de 10 Km aproximadamente a nivel regional. Según ARIAS & DENYER (1991), dicha falla causa desplazamiento de unidades geológicas, distorsión de buzamientos y se corresponde con los sistemas de diaclasas. Es de tipo transcurrente sinistral. En el área del cantón corta a los materiales de la Formación Pacacua (fig. 3).

Fallas Bandera I y II (4,5); RIVIER (1979) indica la presencia en Escazú de dos fallas, las cuales describe sucintamente, como asociadas a un sistema de orientación NE-SW que generalmente esta inyectado por rocas intrusivas. Asimismo segmentan a la zona montañosa sur, en varios bloques paralelos. Sus desplazamientos verticales no están especificados. Dentro del cantón estas fallas presentan rumbos NE-SW y alcanzan una longitud de 5 Km (fig. 3).

Falla Lajas (6); se infiere de acuerdo a criterios geomorfológicos, pues está alineada con la quebrada Lajas y una zona de fractura persistente en la quebrada Londres (fig. 3), que genera una catarata. Presenta un rumbo NW-SE y una extensión de 1,5 Km.

Falla Higuerones (7); se alinea con la quebrada Higuerones, tiene un rumbo NE-SW y una extensión de 2 Km aprox. Es de tipo transcurrente sinistral. Presenta un desplazamiento lateral de 450 m aprox. Marca el contacto entre las rocas de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú y las cornubianitas de Escazú (fig. 3).

Falla Catalina (8) con rumbo similar a la anterior (NE). Es inferida por medio de la morfología de la quebrada Catalina (fig. 3). No presenta evidencias de desplazamiento de unidades o actividad hidrotermal y tiene una extensión de 0,5 Km. Corta rocas de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú y de las cornubianitas de Escazú. Estas estructuras parecen conformar un sistema paralelo de fallas.

Falla Londres (9) presenta un rumbo NE, con una extensión de 1,5 Km a nivel local (fig. 3), además tiene un movimiento vertical de 100 m aprox., en el cual el bloque Norte (cornubianitas) descendió con respecto al bloque Sur (Intrusivo).

Falla Río Agres (10), forma una cuña con la falla Londres (fig. 3). Es inferida por la morfología rectilínea del río y la presencia de un deslizamiento (de 0,062 Km² de área, que podría ser parte de la zona de falla). De rumbo NW-SE esta falla presenta una extensión de 2 Km a nivel local y es de alto ángulo, con el bloque SW ascendido. Corta rocas de la Fm. Monzonita-Gabro de Escazú, de la Fm. Pacacua y de las cornubianitas de Escazú.

Falla Borde de los Cerros (11); determinada con base en criterios geomorfológicos y sedimentológicos. Constituye una discontinuidad litológica entre el intrusivo y el relleno coluvial (fig. 3). Originando en esta zona el contacto entre las unidades geomórficas a y c. De rumbo NW-SE, su bloque descendido sería el NE donde se sedimentó el paquete coluvial. En el campo son frecuentes los deslizamientos de suelo, de pequeña envergadura y alineados, con el posible plano de falla. Además, los cerros presentan un alineamiento preferencial NW-SE.

Falla Tapezco (12): presenta un rumbo WNW, su extensión es de 1,5 Km y es inferida. El bloque NE ascendió en relación con el bloque SW; su desplazamiento relativo es difícil de determinar. El perfil C-D expone ciertas características de esta falla, separa a materiales de la Formación Pacacua y Peña Negra y corta a las rocas de la Formación Monzonita-Gabro de Escazú (fig. 3). Las curvas de nivel muestran cierta orientación, lo que indicaría el trazo de la falla. En su extremo WNW, presenta distorsión de buzamientos.

Algunas de las fallas mencionadas arriba, presentan actividad sísmica reciente.

DIACLASAS.

Las observaciones de campo señalan diaclasas generalmente de cizalla, con dos orientaciones preferenciales NW-SE y NE-SW, cerradas, sin relleno y se presentan en juegos.

Se analizaron 179 datos sobre diaclasas medidas al azar y procesadas por medio de los programas ESCAM, ROSA y SPLOT. Las figuras 5, 6 y 7 muestran las rosas simétrica y asimétrica y el diagrama de contorno para los planos de las diaclasas. La rosa asimétrica de diaclasas muestra que un 8,30% de ellas presentan rumbo SW-NE y direcciones de buzamiento NW (fig. 5), el 14,50% de los datos presentan un valor de 80-90°, lo cual es reflejado por el diagrama de contornos de la figura 6. Estos resultados son consistentes con las orientaciones de los sistemas de fallas mayores NE-SW, pudiendo deducirse que ambos fenómenos: fallamiento y diaclasamiento, están relacionados.

Menos desarrollado pero aún evidente, es el sistema de diaclasas NW-SE buzante al NE, que podría también ligarse al sistema de fallamiento regional NW-SE que afecta diversos sectores del cantón y que también se encuentra en el Valle Central.

BUZAMIENTOS.

Se analizaron 73 datos, sobre direcciones de buzamiento, medidas al azar y calculadas por medio de los programas señalados anteriormente. El rumbo predominante de los estratos en el cantón es NW-SE (figs. 8, 9 y 10), con direcciones de buzamiento al SW y en menor proporción hacia NE. Un 23,29% de los datos tienen buzamientos de 11-15° (fig. 10).

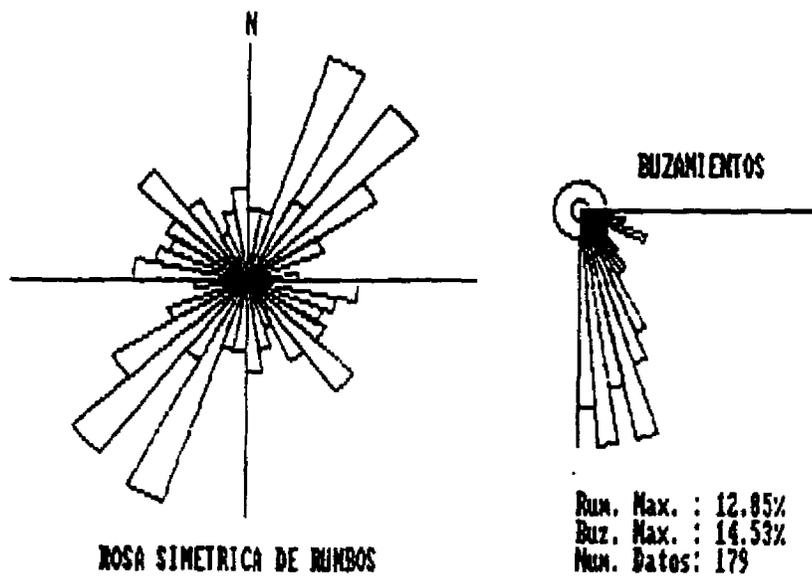


Fig. 5. Dirección de los planos de diaclasas, cantón de Escazú.

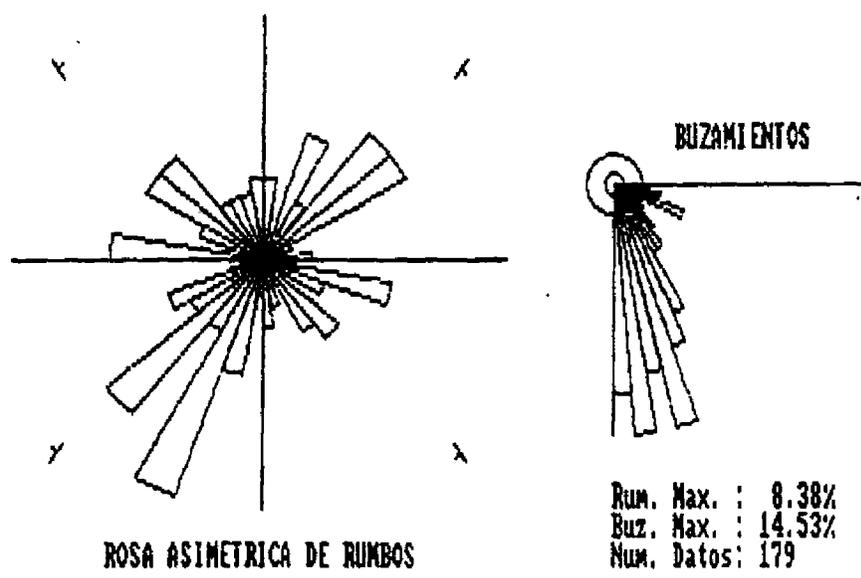
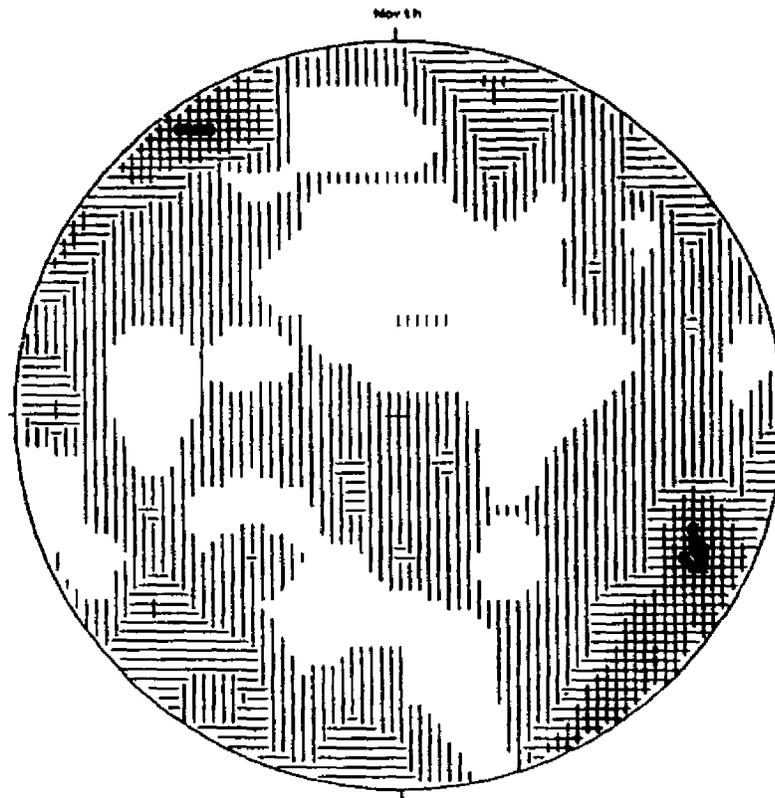


Fig. 6. Dirección de los planos de diaclasas, cantón de Escazú.



LEGEND (for first 9 intervals)

| | |
|-----|-----|
| 1-1 | 6-6 |
| 2-2 | 7-7 |
| 3-3 | 8-8 |
| 4-4 | 9-9 |
| 5-5 | |

179 Points

Contour Method: Schmidt (1933)
 Counting Area: 0.010
 Contour Interval: 1% Points per 1% Area
 Maximum Contour: 6

Fig. 7. Diagrama de contornos, dirección de planos de diaclasas, cantón de Escazú.

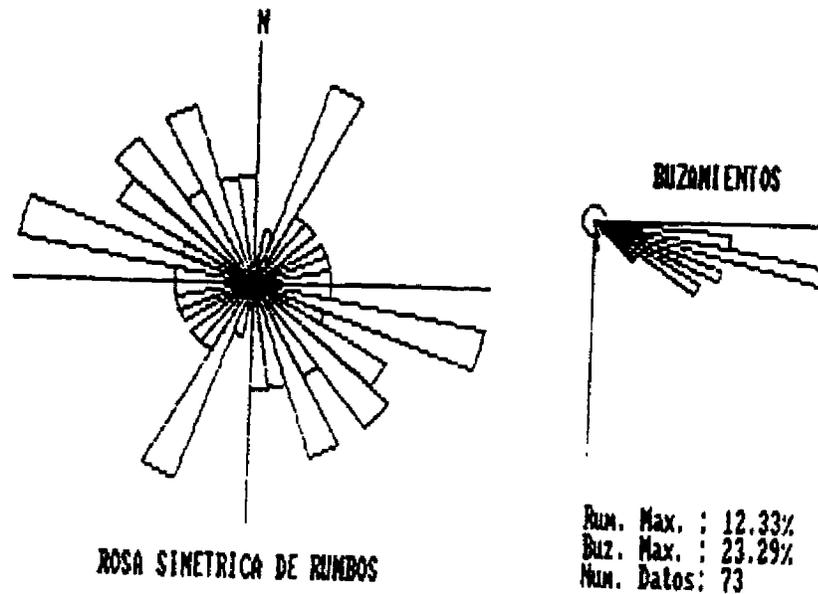


Fig. 8. Dirección de buzamiento, cantón de Escazú.

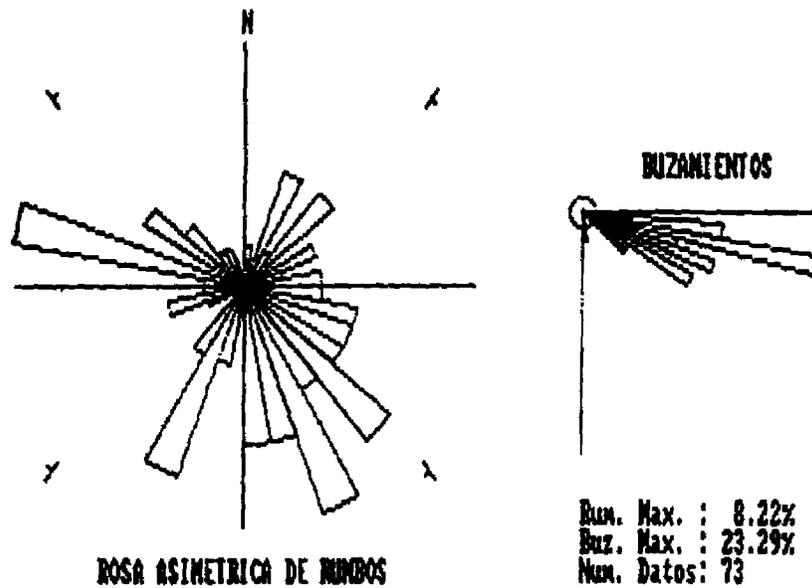


Fig. 9. Dirección de buzamiento, cantón de Escazú.

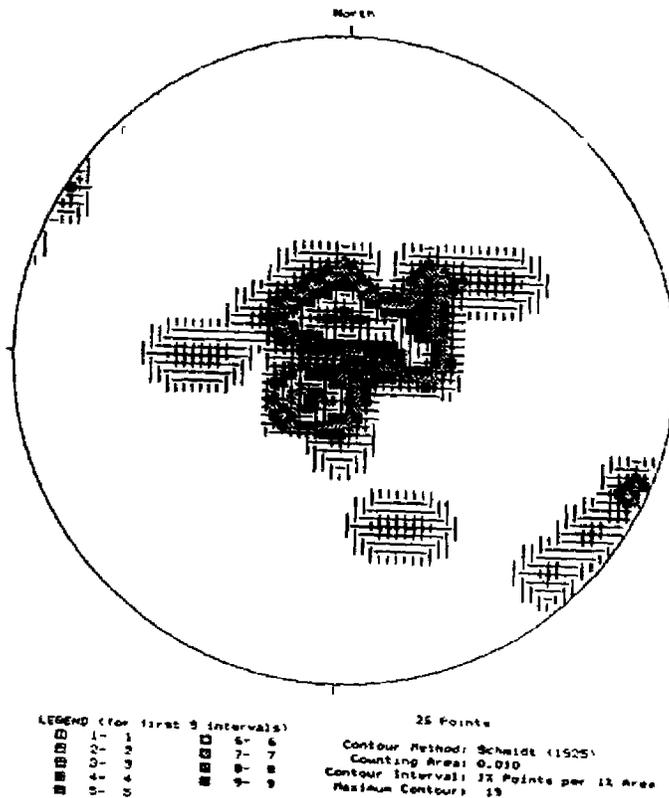


Fig. 10. Diagrama de contornos, dirección de buzamiento, cantón de Escazú.

PLIEGUES.

Las rocas de la Formación Pacacua están plegadas localmente. Por ejemplo, un afloramiento ubicado al WSW de Guachipelín (214,05-518,10 Hoja Abra) deja observar un plegamiento suave de tipo sinclinal y simétrico. Su plano axial es vertical. En el flanco NE del Alto Tapezco, se interpreta un pliegue sinclinal, asimétrico, cuyo eje tiene un rumbo general N y un plano axial inclinado (fig. 3).

DISCORDANCIAS / CONTACTOS INTERFORMACIONALES.

Las formaciones sedimentarias aflorantes en el cantón de Escazú muestran una relación estratigráfica concordante hasta transicional entre la unidad inferior (Formación Pacacua) y la superior (Formación Peña Negra). A su vez, se presenta un contacto erosivo y discordante de la Formación Grifo Alto directamente sobre la Formación Pacacua, lo que coincide con lo señalado por DENYER & ARIAS (1991). Por su parte ASTORGA et al. (1991) señalan que una fase tectónica (la fase D4) del Mioceno Superior - Plioceno originó plegamiento generalmente asociado con fallamiento, causando además la emersión generalizada del arco de islas. Se deduce que tal deformación habría causado la discordancia entre las series miocenas y los depósitos volcánicos posteriores (Fm. Grifo Alto). Asimismo el vulcanismo habría sido producido por un incremento del magmatismo durante una fase distensiva ulterior.

ROCAS IGNEAS.

Localmente el cuerpo plutónico de Escazú, se clasifica como un stock por cuanto el área que ocupa es menor de 100 kilómetros cuadrados, además es un cuerpo discordante que trunca a la roca caja. Esta masa plutónica origina diques y sills principalmente. Los diques cortan a las rocas de la Fm. Pacacua, mientras que los sills se disponen en el sentido de la estratificación en las rocas de la Formación Peña Negra. La disposición de estos cuerpos menores, es radial al cuerpo intrusivo, el cual tiene una orientación general NW-SE.

La disposición subhorizontal de las cornubianitas, por ejemplo en el cerro Pico Blanco y en la Roca de los Caballos, muestra que el intrusivo no ha plegado las rocas sedimentarias, de este sector, aunque si las ha fracturado.

El mecanismo de ascenso con base en la disposición de las rocas sobreyacentes al intrusivo indican un mecanismo de inyección forzada, en el cual el magma empuja las rocas más antiguas hacia los costados o hacia arriba (BILLINGS, 1972).

RELACION DEL FALLAMIENTO LOCAL CON LAS ESTRUCTURAS REGIONALES.

Es necesario tratar de aclarar la relación entre las estructuras de deformación del cantón de Escazú, con el sistema de fallamiento regional y además con el cuerpo plutónico de Escazú.

Las fallas del cantón presentan dos rumbos preferenciales NW-SE (fallas Higuito, p y Agres) y NE-SW (fallas Higuieronas, Catalina y las del Cerro Bandera). La orientación de estas estructuras concuerda con el fallamiento regional (vease DENYER & MONTERO, 1988; ARIAS & DENYER, 1991). Por otro lado el análisis total de diaclasas medidas en el cantón revela la existencia de dos sistemas, uno mayor de rumbo SW-NE con direcciones de buzamiento principalmente hacia el NW, y de alto ángulo, que se relacionan tanto al rumbo general del sistema de fallamiento regional NE-SW. El otro sistema menos desarrollado tanto en fallas como en diaclasas es el NW-SE, buzante al NE, que también es reflejado por la orientación general del cuerpo intrusivo de Escazú.

Se asume que el magma ascendente pudo generar fracturas de tensión en las rocas sedimentarias, a través de las cuales se inyectó (RIVIER, 1979), no obstante la consistencia de la tendencia de fracturamiento NW-SE a todo lo largo del Valle Central sugiere que el magma pudo intruir a través de grietas y zonas de debilidad pre-existentes.

BREVE CRONOLOGIA DE LOS EVENTOS DE DEFORMACION.

En el cantón de Escazú se pueden reconocer tres eventos de deformación, originados en diferentes períodos geológicos:

- Generación del sistema de fallas NE-SW y NW-SE,
- Emplazamiento del Intrusivo de Escazú.
- Levantamiento del área.

Producto de los esfuerzos que originaron la fase de deformación D3 (cf. ASTORGA et al. ,1991) se abrió la cuenca del Valle Central en el Eoceno Superior-Oligoceno, consecuentemente se produjeron juegos de fallas asociados, con orientaciones NW-SE y NE-SW que incluyeron sistemas de desplazamiento de rumbo pero también inversas y normales. El fallamiento preexistente permitió posteriormente el ascenso de cuerpos plutónicos de composición intermedia. Contemporáneamente se acusaba un levantamiento generalizado de la región, como lo documenta la discordancia entre las Formaciones Pacacua y Grifo Alto.

2.4 GEOMORFOLOGIA.

Hidrología

El colector principal de la zona es el Río Agres (San Rafael), sus afluentes principales son: Convento, Carrizal, Cruz, Catalina y Río Chiquero así como las quebrada Londres e Higuieronas. Otros cauces importantes que no forman parte de la Cuenca del Agres son: la Quebradas Yeguas al oeste y la Quebrada Herrera al Este.

El caudal total de los mencionados cuerpos de agua es descargado en el Río Tiribí, el cual posteriormente se une al Río Virilla y este a su vez forma parte de la Cuenca del Río Grande de Tárcoles, la cual drena un área total de 2171,4 km².

Unidades Geomorfológicas locales.

Unidad de Cerros de Pendiente Fuerte.

Ubicación: se ubica al sur del Cantón de Escazú, abarca una área total de 7,5 km² (fig. 11).

Morfografía: se ha configurado en una forma alargada de rumbo NW-SE, presenta una longitud de unos 5 km y un ancho promedio de 1,5 km (Fig. 11). Se caracteriza por presentar laderas de fuerte pendiente (verticales y sub-verticales).

Presenta divisorias amplias mayores a 200 metros, con sus partes más altas redondeadas y limitadas por laderas escarpadas, con pendientes con rangos de 20 a 90°. Su base se ubica a los 1600 m.s.n.m. y su máxima elevación es 2320 m en el Cerro Cedral. Otros cerros importantes son: Bandera (1800 m) y Pico Blanco (2271 m). En el Cantón de Mora la prolongación de esta unidad alcanza los 2428 m en el Cerro Rabo de Mico.

Presenta un patrón de drenaje radial en los cerros más altos: Pico Blanco, Cedral, Tacuotarí (los cuales están constituidos por rocas metamórficas e intrusivas), así como subdendrítico y angular, controlado por fallas y diaclasas.

Además se caracteriza por densidades de drenaje de 2,8 km/km², en las partes altas del Cerro Pico Blanco, de 4,55-3,15 en las laderas de dicho cerro, de 2,8-1,75 km/km², en las laderas del Cerro San Miguel y de 3,5-2,45 km/km², en el Cerro Cedral (fig 12).

Los valores menores de densidad se deben a:

- Se trata de una zona de divisoria de aguas que separa las cuencas de ríos: Tabarcia, Uruca, Agres y Poás. Esta zona es conocida con el nombre de "Zona Vitral" o zona de acumulación de aguas, de la cuenca del Río Agres.

- La gran permeabilidad de las cornubianitas, originada principalmente por las diaclasas abiertas que posee.

Por el contrario las altas densidades se deben a:

- Principalmente al cambio de litología, en la base de las cornubianitas, están las rocas intrusivas, las cuales son más impermeables, originando una mayor cantidad de flujos superficiales de agua; el contacto entre ambas unidades se constituye como un nivel impermeable, que provoca que el agua que se ha infiltrado en las partes altas, alcance la superficie, en las laderas de los cerros.

Debido a las fuertes pendientes, se dan diversos movimientos de masa como: los deslizamientos (Rock Fall, Debris Flow) en la unidad litológica intrusiva son frecuentes.

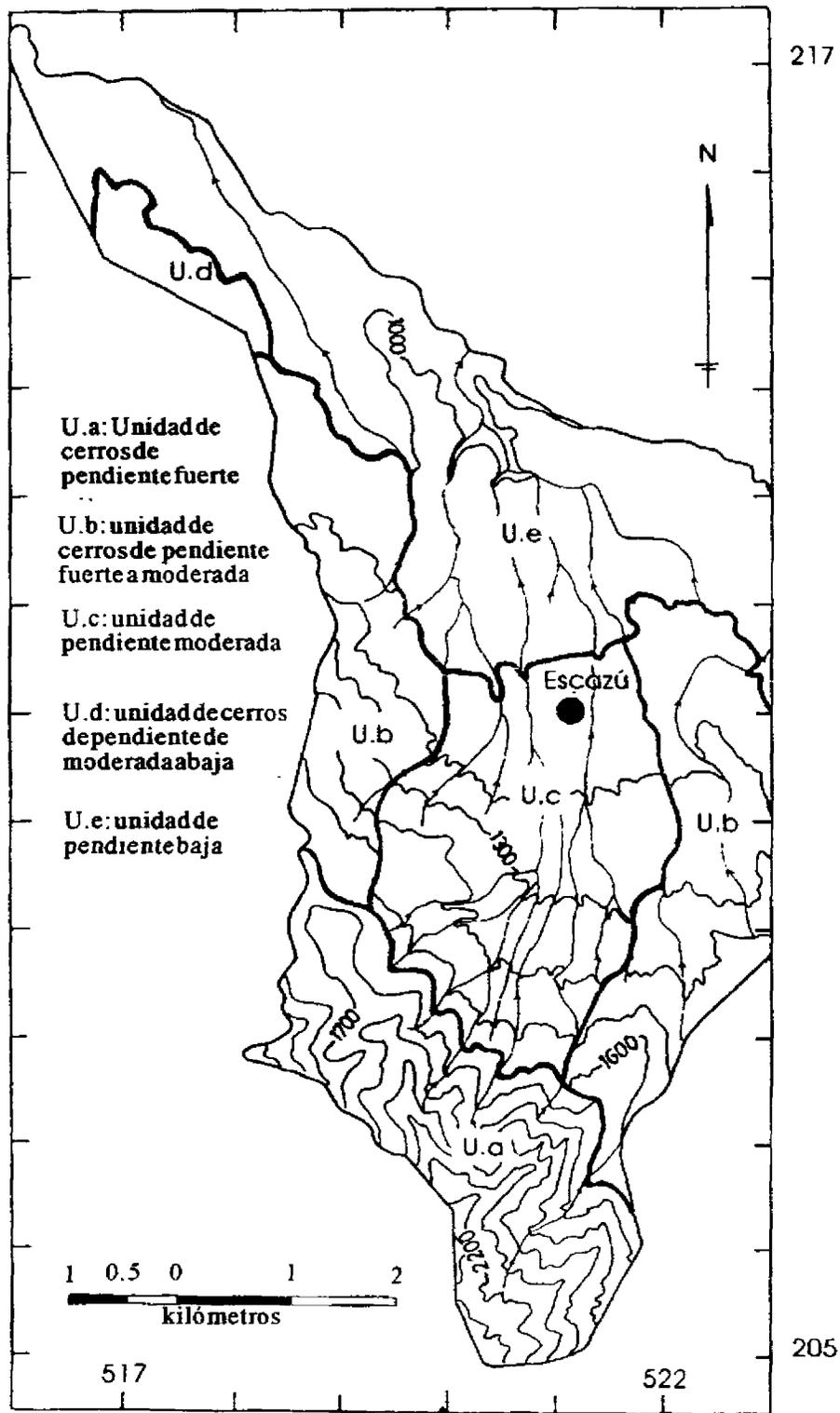


Fig. 11. Unidades geomórficas, cantón de Escazú

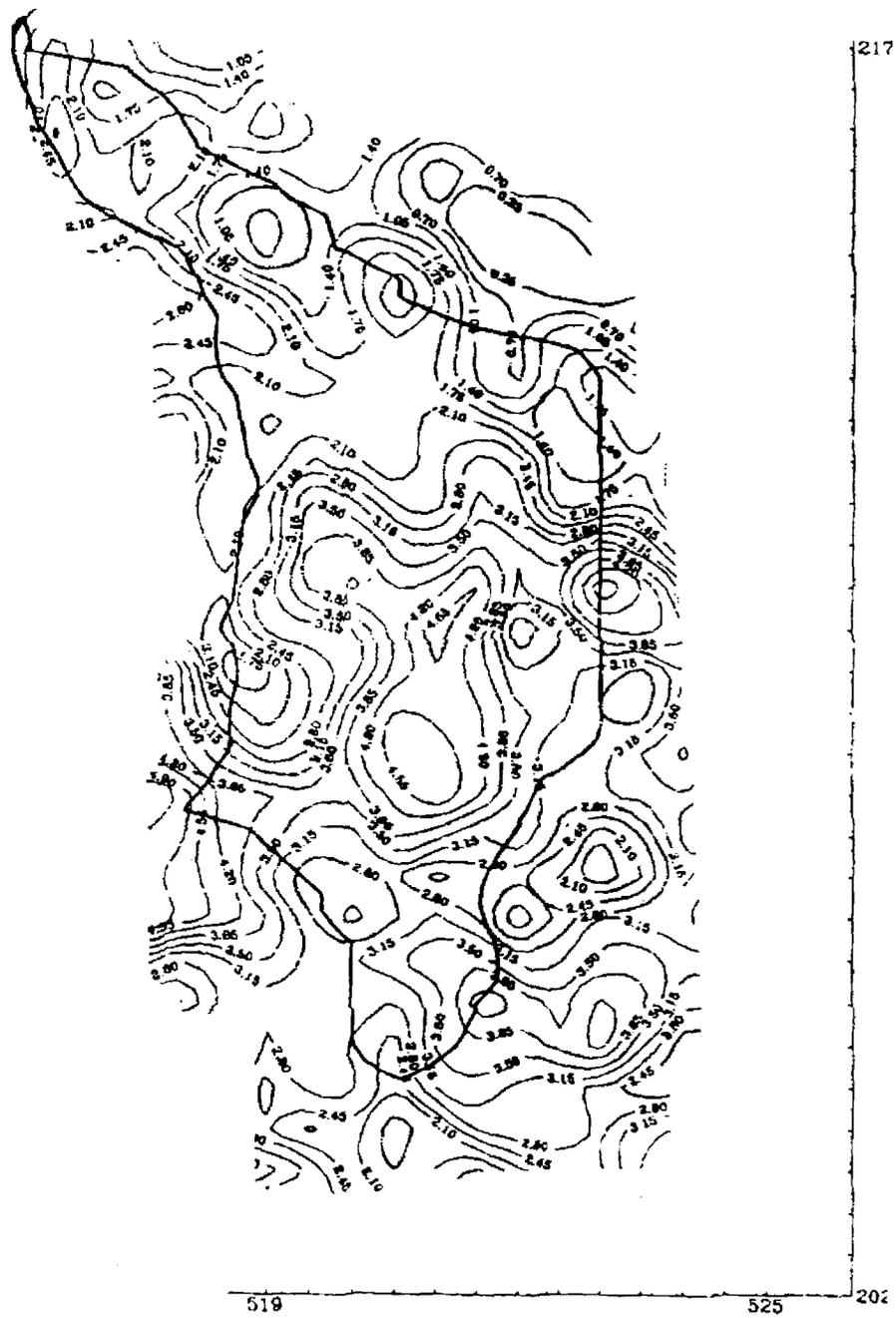


Fig. 12. Densidad de drenaje (km/km²), cantón de Escazú.

Morfogénesis: el origen de esta unidad se debe a la presencia de cuerpos intrusivos que levantaron y metamorfizaron el sector de los Cerros de Escazú (MADRIGAL & ROJAS, 1980).

Tipos de rocas: esta unidad está formada principalmente por rocas intrusivas y metamórficas, las cuales presentan gran resistencia a la meteorización, sobre todo por su alto diaclasamiento y su dureza.

Edad: Mioceno-Plioceno (MADRIGAL & ROJAS, 1980).

Unidad de Cerros de Pendiente Fuerte a Moderada

Ubicación: se presentan al oeste y este del Cantón. Algunos de los cerros más importantes son: Alto Tapezco, Alto Granadilla, Alto Raicero, Cerro Bandera y Alto Palo Campano. Ha sido dividida en dos sectores sobre todo por la presencia de la unidad c, hacia la sección central del Cantón (fig. 11).

Morfografía: se extiende en la zona de divisorias de aguas de la Cuenca del Río Agres, esta formada por dos fajas de disposición predominante norte-sur muy similares, su eje mayor es de 6 km y su ancho de 1 km (igual para ambas secciones).

Las pendientes que varían desde 20 a 65°, además se presenta como una serie de colinas bajas y redondeadas, las del sector oeste tienen un rumbo predominante NE y las del sector este un rumbo NW.

Esta unidad presenta un patrón de drenaje dendrítico a subdendrítico, producto del tipo de litología y paralelo, controlado por fallas y diaclasas.

Son frecuentes los deslizamientos, por inestabilidad del suelo que dan lugar en ciertos casos a topografías abruptas (reptación).

Las densidades de drenaje se encuentran dentro del orden de 1,75-2,45 km/km², en el Alto Tapezco, de 2,45-2,10 km/km², en el Alto Palomas y de 4,55-3,50 km/km², al NE de San Antonio (fig. 12).

Las bajas y altas densidades de drenaje, se deben a las mismas circunstancias de la unidad anterior, además de constituirse como parte de la Zona Crenal (máxima acumulación de aguas, con altas velocidades de flujo), de la Cuenca del Río Agres.

Morfogénesis: la zona fue levantada a finales del Mioceno o principio del Plioceno, su forma actual posiblemente tenga la misma edad.

Tipos de rocas: esta constituida por rocas de las formaciones Pacacua y Peña Negra, principalmente lutitas, areniscas y volcanoruditas.

Edad: Mioceno-Plioceno (MADRIGAL & ROJAS, 1980).

Unidad de pendiente moderada.

Ubicación: se observa en el Centro del Cantón de Escazú, sobre ella se asientan los poblados más importantes del mismo: Escazú, San Antonio, Chiverral y Bebedero (fig. 11).

Morfografía: las pendiente son moderadas y oscilan entre 6 y 25°, su disposición general es hacia el norte. Tiene una forma casi circular con un eje mayor norte-sur de 4 km de largo y otro menor perpendicular de 3 km de ancho, cubre una área aproximada de km². Su base se localiza cerca de los 1100 m.s.n.m. y su parte más alta hacia los 1600 m.s.n.m.

Se caracteriza por un patrón de drenaje paralelo, el cual es producto de:

- Sistema de fallamiento
- Influenciado por la paleogeomorfología
- Zona de acumulación de los materiales
- Sentido general de las pendientes (hacia el norte) típico de abanicos coluvio-aluviales).

Presenta valores de densidad de drenaje que oscilan entre 2,10-4,55 km/km², con máximos hacia el Sur de la Unidad, concordando con una serie de flujos de agua importantes, como los ríos: Cruz y Catalina y las quebradas: Higueros y Lajas (fig. 12).

Los valores altos de densidad de drenaje se deben a que esta unidad se ubica sobre la zona crenal de la cuenca del Río Agres, donde todos los cauces tienden a unirse al colector principal, además de ser una zona relativamente plana. A esto pueden ayudar la poca capacidad de infiltración provocada por la deforestación debida al urbanismo.

Morfogénesis: su origen se liga a la intensa acción erosiva (de hídrica), la cual transportó y acumuló gran cantidad de materiales, desde el levantamiento de la zona a fines del Plioceno hasta el Reciente.

Tipos de Rocas: constituida por un relleno coluvio-aluvional, formado por fragmentos de cornuvianitas, areniscas, lutitas, brechas, lavas, intrusivos, etc.

Edad: Cuaternario (MADRIGAL & ROJAS, 1980).

Unidad de cerros de pendiente moderada a baja

Ubicación: se presenta al NW de Escazú. Los cerros se muestran aislados y rodeados por igmimbritas. Ejemplos son Cerro Palomas y Cerro Coyotes (fig. 11).

Morfografía: La base de la unidad se ubica en los 1100 m.s.n.m. y su cima alcanza apenas los 1080 en el Cerro Palomas. Se caracterizan por tener pendiente suaves, redondeados, con laderas convexas y con pocas vías de drenaje superficial. Sus pendientes varían de 2 a 20°.

Presenta valores de densidad de drenaje del orden de 2,10-2,45 km/km², en el Cerro Palomas (fig. 12).

Morfogénesis: su origen se debe a la meteorización y erosión de las rocas que conforman esta unidad (MADRIGAL & ROJAS, 1980).

Tipos de roca: esta compuesta por rocas de las formaciones Pacacua y Grifo Alto, principalmente volcanoruditas, areniscas, lutitas (de carácter tobáceo y color rojizo), así como lavas andesíticas.

Edad: Plioceno (MADRIGAL & ROJAS, 1980).

Unidad de pendiente baja.

Ubicación: esta unidad se ubica al Norte del Cantón, se puede observar claramente en: Guachipelín, Ayala, San Rafael y Vista Alegre (fig. 11).

Morfografía: esta formada principalmente por sectores de pendientes muy suaves de 2 a 7°, principalmente por que se encuentran conformadas por ignimbritas, la escorrentía superficial es pobre, presentándose incluso estancamientos de agua. Cortada por profundo barrancos de pendientes verticales, principalmente en el Río Tiribí, produciendo laderas verticales de decenas de metros (entre 60 y 80 m).

Presenta los valores de densidad de drenaje más bajos en relación con las otras unidades. Los valores oscilan entre 1,05 y 1,75 km/km² (fig. 12).

Estos valores se deben principalmente a que ya ha finalizado prácticamente lo que es recolección de agua por parte de los cauces, y estos se comportan como cauces de grandes dimensiones, bastante profundo y anchos, debido al alto caudal que poseen.

Morfogénesis: su origen se liga al vulcanismo del Pleistoceno por lo tanto su forma actual es Cuaternario-Reciente.

Tipos de roca: está constituida por flujos ignimbríticos de la Formación Avalancha Ardiente.

Edad: Pleistoceno.

2.5 HISTORIA GEOLOGICA DEL AREA DE ESCAZU.

Durante el Mioceno Inferior, en una cuenca tipo "pull-apart" se da la depositación de brechas y areniscas de la Formación Pacacua en un ambiente de poca profundidad, con suficiente oxígeno y luz, lo que permitía, la existencia de abundante fauna. Contemporáneamente, pulsos volcánicos de carácter calcoalcalino suministraban material a la cuenca.

En el Mioceno Medio la subsidencia, la profundización de la cuenca y la disminución del vulcanismo, da lugar a la sedimentación fina en un ambiente anóxico de la Formación Peña Negra. Hacia los bordes, se acumulaban las areniscas cuarzosas de Coris, las calizas bioclásticas de San Miguel y las areniscas y brechas de Turrúcares.

La continentalización completa del arco volcánico para el Mioceno Superior-Plioceno, permitió la erosión y no depositación de materiales; sin embargo no pasó mucho tiempo para la reactivación del vulcanismo de tipo calcoalcalino, generándose el Grupo Aguacate. Sincrónicamente el ascenso de cuerpos intrusivos ácidos a intermedios, posiblemente por fallas existentes (RIVIER, 1979; DENYER & ARIAS, 1991), levantó, deformó levemente y metamorfizó las secuencias sedimentarias existentes.

Durante el Pleistoceno una serie de fracturas ubicadas en la base de la actual Cordillera Volcánica Central, emitieron lavas cuyas principales exposiciones se presentan en varios cañones fluviales, por lo que se piensa que se encausaron por estos. Seguidamente avalanchas incandescentes rellenaron la topografía existente, originando formas de relieve planas.

En el Holoceno la actividad de la Cordillera Volcánica Central, aunado a condiciones climáticas favorables, permitieron el desarrollo de lahares. La secuencia viene a culminar con sedimentos aluviales y coluviales, producto de la meteorización y erosión de la secuencia infrayacente.