

CAPITULO II MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El basamento del Valle Central está conformado por una serie de rocas sedimentarias y volcánicas terciarias pertenecientes al Grupo Aguacate, sobre éstas se depositaron flujos de lavas de la Formación Colima, flujos piroclásticos de la Formación Tiribí y finalmente, lavas y materiales piroclásticos de caída, provenientes los estratovolcanes que forman la Cordillera Volcánica Central, todos de edad cuaternaria (Figura 2.1).

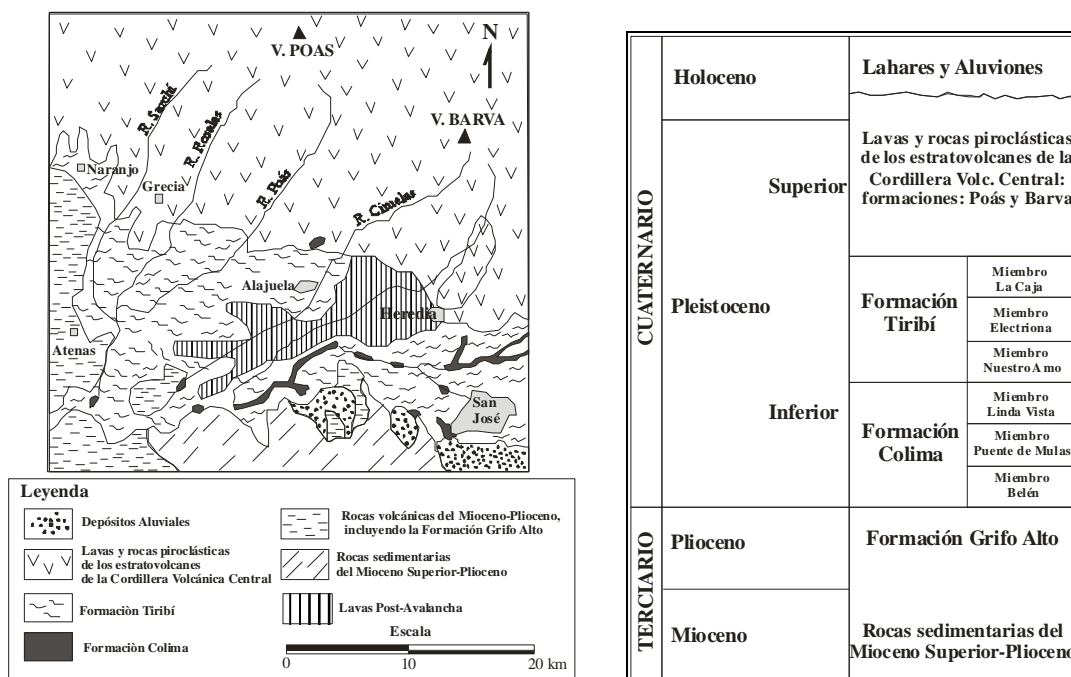


Figura 2.1 Mapa geológico regional (tomado y modificado de Kussmaul, 2000) y columna estratigráfica del Valle Central.

A continuación, se describen, de la más antigua a la más reciente, las formaciones geológicas que afloran dentro del cantón de Grecia, así como en sus alrededores y se describen, además, las estructuras neotectónicas más importantes presentes en el área de estudio como son las fallas Carbonera y Alajuela.

2.1 GRUPO AGUACATE

De acuerdo con Denyer & Arias (1991), dentro de este grupo se incluyen las rocas del vulcanismo principalmente neógeno, es decir, el que es anterior al emplazamiento de los estratovolcanes de la Cordillera Volcánica Central. Está constituido por una unidad inferior denominada Formación La Cruz sobre la que yace, discordantemente, la Formación Grifo Alto.

A continuación se hará referencia sólo a la Formación Grifo Alto que es la que se localiza dentro del área de estudio.

2.1.1 Formación Grifo Alto

Según Denyer & Arias (1991) está formada por una serie de rocas volcánicas andesíticas y piroclastos. Las lavas andesíticas presentan, en ocasiones, augita y/o hipersteno. Generalmente son de colores grises y a veces rojizos, se pueden encontrar algunos basaltos y dacitas cortando a la Formación La Cruz. Los flujos piroclásticos a veces son de granulometría gruesa y contienen bloques angulares lávicos y escoriáceos de tamaño decimétrico que se encuentran en una matriz lodosa. Se trata de depósitos producto de un vulcanismo más explosivo que el que originó los depósitos de la Formación La Cruz que cubrieron las secuencias sedimentarias y volcánicas y se depositaron después del basculamiento y antes de la instauración del arco magmático actual.

Su forma y extensión es irregular, rellenando la topografía existente post-basculamiento. Se estima que el espesor sobrepasa los 1000 m. Sobreyace discordantemente a las formaciones La Cruz y Coris y es sobreyacida por las formaciones Colima y Tiribí.

Denyer & Arias (1991) proponen una edad entre 0,2 a 4 Ma con base en edades radiométricas publicadas hasta ese momento y sugieren además, una serie de posibles puntos de emisión y génesis.

2.2 FORMACIÓN COLIMA

La Formación Colima fue originalmente nombrada como Formación Lavas Intracañón por Williams en 1952 para designar unos flujos de lavas andesíticas piroxénicas a las cuales les asignó un origen en los volcanes Poás, Barva e Irazú. Sin embargo, Kussmaul (1988) menciona que estas lavas representan las primeras emisiones del vulcanismo asociado a la Cordillera Volcánica Central y que por su extensión y características petrológicas, evidencian que extruyeron a lo largo de fisuras con dirección NE-SW y E-W.

Fernández (1969) propone cambiar el nombre de Formación Lavas Intracañón a Formación Colima y la define formalmente. Echandi (1981) utiliza esta misma denominación y la divide, con fines hidrogeológicos en 3 miembros; desde el más antiguo al más reciente se tiene:

1. Miembro Belén (lavas andesíticas piroxénicas, sección inferior).
2. Miembro Puente Mulas (ignimbritas, sección intermedia)
3. Miembro Linda Vista (lavas andesíticas basálticas con augita y olivino, sección superior).

Según Echandi (1981) el espesor es variable con un máximo de 270 m. De acuerdo con Kussmaul (2000) presenta un volumen total de unos 35 km³ y se extiende hasta unos 30 km E-W (Denyer & Arias, 1991).

La Formación Colima sobreyace discordantemente sobre las formaciones La Cruz, Pacacua, Grifo Alto y Peña Negra y es sobreyacida por los depósitos de Tiribí (Denyer & Arias, 1991).

2.3 FORMACIÓN TIRIBÍ

En 1952, Williams denominó los depósitos ignimbríticos como Depósitos de Avalancha Ardiente y considera su origen como de tipo fisural en la base de los actuales volcanes Poás y Barva.

Posteriormente Fernández (1969) la define como Formación Tiribí y Echandi (1981) utiliza esta misma definición pero la divide en 3 miembros que los describe, desde el más antiguo al más reciente, como:

1. Miembro Nuestro Amo que consisten en depósitos caóticos de matriz tobácea, con pómez y con fragmentos líticos heterogéneos de tamaño variable y de gran dureza.
2. Miembro Electriona que está formado por ignimbritas grises medianamente soldadas, con bandeado horizontal de vidrio negro y fiammes de obsidiana y pómez, comúnmente se presentan en forma de columnas de hasta 1,30 m de diámetro.
3. Miembro La Caja constituido por depósitos de tobas poco soldadas constituidas por cenizas finas a gruesas, que en ocasiones pueden contener fragmentos lapillíticos y lávicos escoriáceos.

Denyer & Arias (1991) proponen, que debido a su distribución espacial y la variación de espesor, su origen se encontraría en varios centros de emisión o calderas localizadas en una franja de dirección NW-SE, desde San Gabriel, Cerro Minas hasta Atenas. Pérez (2000) a partir de datos de isopleetas y correlaciones estratigráficas, sugiere que las ignimbritas fueron erupcionadas de la caldera Barva del volcán Barva.

La Formación Tiribí aflora al norte y noroeste del Valle Central; presenta un espesor máximo de 150 m (Denyer & Arias, 1991). Kussmaul (2000) estima un volumen total de 25 km³. De acuerdo con Pérez (2000) se extiende aproximadamente unos 820 km² con un espesor promedio de 35 m.

Esta formación sobreyace en discontinuidad litológica a las formaciones Colima, Pacacua, Peña Negra, Grifo Alto y La Cruz y es sobreyacida por lahares y cenizas de la Cordillera Central y por material aluvional reciente.

2.4 FORMACIÓN POÁS

Originalmente fue denominada Lavas Post-Avalancha por Williams (1952) para referirse a una serie de coladas y depósitos piroclásticos que relacionó con los volcanes Poás y Barva o con fisuras de los flancos de la cadena volcánica. En 1981, Echandi la denomina Formación Barva y posteriormente fueron definidas como Formación Andesitas Poás por Kussmaul & Sprechmann (1982). Sin embargo, lo utilizan para referirse a los productos de varios estratovolcanes que forman la Cordillera Central y proponen como estratotipo al Volcán Poás.. Pérez (2001) y Pérez et al. (2002) utilizan el término acuífero Poás para referirse a una unidad hidrogeológica correlacionada con la litología del macizo del volcán Poás, de manera equivalente al Barva. Tomando en cuenta estos aspectos mencionados anteriormente se ha considerado establecer la Formación Poás y utilizarla sólo para referirse a los productos relacionados con el volcán Poás. (Soto, comunicación verbal, 2006)

Según Kussmaul (2000) constituyen coladas de basalto y andesitas basálticas compuestas por fenocristales de plagioclasa, augita, olivino, hipersteno y magnetita. Echandi (1981) menciona espesores para estas coladas, de 10-80 m, con intercalaciones de ceniza de aproximadamente 10 m de espesor y ocasionalmente lapilli, además menciona que el espesor máximo determinado es de 115 m.

Sobreyace a la Formación Tiribí, Depósitos Lacustres y Formación La Cruz. Considerando que la edad de la Formación Tiribí es de 322 ± 2 ka, que según Pérez (2000) las lavas más distales de Barva tiene una edad de 270 ka y que la Formación Poás es más joven que la Formación Tiribí, la Formación Poás debería tener una edad de aproximadamente 300 ka.

2.5 ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

Las estructuras tectónicas son estructuras formadas en los suelos y las rocas producto de esfuerzos locales o regionales que actúan desde el interior de la tierra y que originan movimientos y deformaciones en estas rocas.

En los alrededores del cantón de Grecia existen varias estructuras tectónicas sin embargo, dentro del cantón de Grecia las más importantes que se localizan son las fallas Carbonera y Alajuela (Figura 2.2).

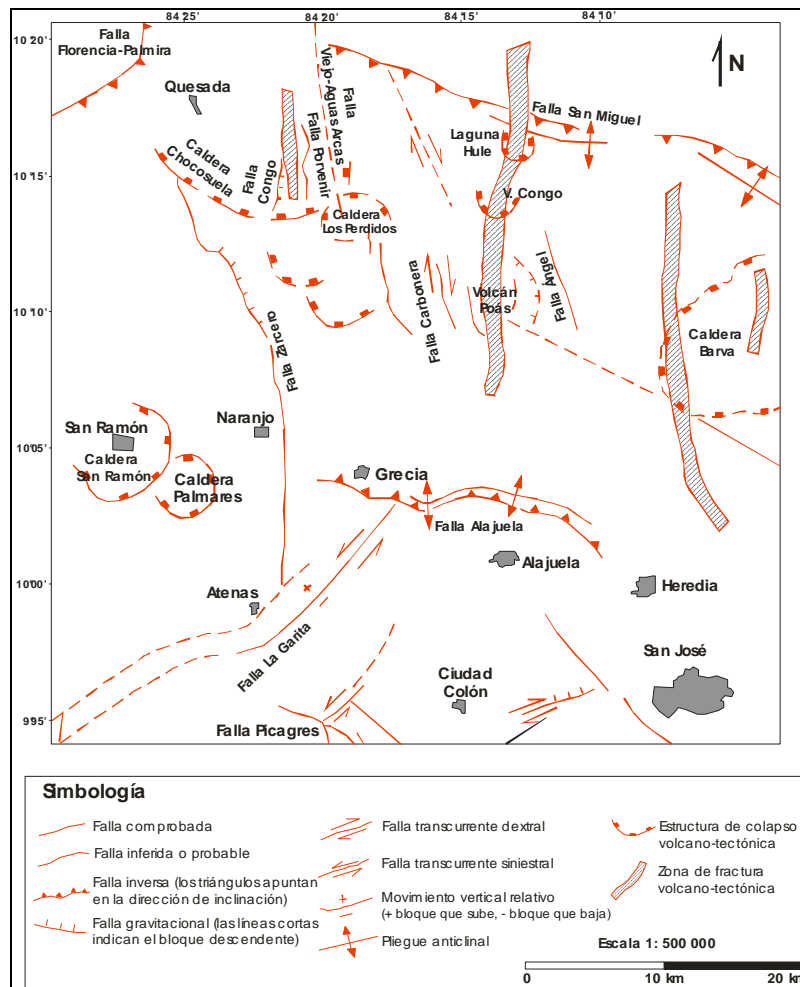


Figura 2.2 Estructuras tectónicas más importantes localizadas en los alrededores del cantón de Grecia. (Tomado de Denyer et. al., 2003)

2.5.1 Falla Carbonera

Se localiza en el sector occidental del cráter del volcán Poás. De acuerdo con Alvarado et al. (1988) tiene un rumbo NNW y una longitud mínima de 6,5 km. Consiste en una garganta de falla, o falla sub-radial, asociada con colapsos volcano-tectónicos mayores, que origina grandes escarpes y que, hacia el sur, muestra divisorias de agua ligeramente desplazadas en sentido dextral.

2.5.2 Falla de Alajuela

Se encuentra al sur del cantón y se extiende por una longitud de aproximadamente 20 km, desde Grecia hasta Santa Bárbara de Heredia, con una dirección NW-SE. Según Borgia et al. (1987) el Escarpe de Alajuela constituye el flanco frontal de un pliegue asociado a una falla inversa de propagación, originada por el colapso gravitacional del flanco sur de la Cordillera Volcánica Central, producto del peso del edificio volcánico debido a la intrusión de magma de los últimos años.